



Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France)

Gilles Y. Brocard

► To cite this version:

Gilles Y. Brocard. Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France). Géologie appliquée. Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 2002. Français. NNT: . tel-00010314

HAL Id: tel-00010314

<https://theses.hal.science/tel-00010314>

Submitted on 28 Sep 2005

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



**UNIVERSITÉ
JOSEPH FOURIER**
SCIENCES, TECHNOLOGIE, MÉDECINE

ISSN 0993-796X

GÉOLOGIE ALPINE

**ÉDITÉ PAR LE LABORATOIRE DE GÉOLOGIE
DE L'UNIVERSITÉ I DE GRENOBLE
(Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines)**

MÉMOIRE H. S. N° 43

**ORIGINE, VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE ET SIGNATURE
MORPHOLOGIQUE DE L'INCISION FLUVIALE
DANS LES ALPES DAUPHINOISES (SE FRANCE)**

Gilles Brocard



2003

“ (...) en dépit de nos efforts pour être clair et au prix de simplifications massives, [les lecteurs] doivent difficilement échapper à une impression de désordre, ou du moins celle d'un ordre si complexe qu'il aboutit à un enchevêtrement presque inextricable. Cette impression n'est pas pour nous déplaire, car nous la croyons conforme à la réalité.

R. Blanchard

Couverture : MNT IGN 50 m de l'Isère (S en haut), et sculpture en pierre blanche de Sassenage et bronze de Victor Sapey, 1843, face au pont St-Laurent, Grenoble (inversion symétrique d'axe vertical).

“ L'influence du cône du Drac sur l'Isère :

L'essentiel réside dans le contraste de pentes et de régimes que présentent le Drac et l'Isère. D'un côté, une rivière qui est déjà installée depuis près de cent kilomètres dans le grand ombilic du Sillon Alpin, de l'autre, un torrent qui vient d'y faire irruption : contact d'un cours d'eau déjà apaisé et d'un autre qui a conservé toute sa violence, toute son impétuosité.

Tandis que [l'Isère] n'est guère à Grenoble qu'un gros transporteur de boues, le Drac, qui bondit de ses gorges dans toute sa fougue roule avec violence jusqu'au confluent, et même au-delà, des masses de cailloux, pêle-mêle avec les troubles. Ainsi, entre les deux cours d'eau, la partie n'est pas égale.

L'Isère a donc été vaincue, prise à la gorge. Le vaste cône de déjection de cailloux et de graviers que le Drac a construit dans l'ombilic (...) a barré la route à la rivière du Grésivaudan. Il a ralenti sa pente à l'amont, la contraignant à décrire d'anxieux méandres (...), il l'a obligée à se faufiler au pied de la montagne dont l'Isère épouse ainsi peureusement la forme arquée (...). Nulle part ailleurs ne débouchait du cadre montagneux un affluent assez brutal, assez violent, pour accumuler un barrage à travers toute l'énorme dépression (...). Ainsi, et c'est là l'essentiel, Grenoble était, le long des 120 kilomètres du cours de l'Isère, le seul emplacement où il fût possible d'installer un pont qui ne risquât pas d'être abandonné par la capricieuse rivière.(...) Grenoble est probablement la ville la plus inondée de France, parce qu'elle est celle qui s'est le plus audacieusement risquée sans défenses naturelles aux bords de ces deux redoutables émules que les anciens habitants avaient surnommés le Serpent et le Dragon. ”

Raoul Blanchard. Les Alpes Occidentales. Tome II, p 613-614.

ORIGINE , VARIABILITÉ SPATIO-TEMPORELLE ET SIGNA- TURE MORPHOLOGIQUE DE L'INCISION FLUVIALE DANS LES ALPES DAUPHINOISES (SE FRANCE)

par

Gilles BROCARD

RÉSUMÉ.— Les mécanismes de transport et d'érosion en domaine fluvial sont les facteurs dominants qui contrôlent la morphologie des continents et des flux sédimentaires. La quantification de ces processus à grande échelle est de ce fait nécessaire à la compréhension des interactions qui existent entre la tectonique et l'évolution des reliefs sur le long terme.

La présente étude s'intéresse au développement des profils longitudinaux et des plaines de divagation de rivières situées dans les Alpes du Dauphiné, sur des échelles de temps variables (10^3 - 10^5 ans). Les taux d'incisions et les paléo-profils sont reconstitués grâce à la datation des terrasses fluviales par âge d'exposition (^{10}Be). Les glaciers quaternaires ont soumis ces rivières à des perturbations d'importance variable.

L'évolution du profil longitudinal du Drac est contrôlée par des fluctuations de son niveau de base de l'ordre du kilomètre, provoquées par l'obturation sa vallée par d'importants glaciers. L'évolution post-glaciaire de son profil en long est caractérisée par une érosion régressive extrêmement rapide. La durée totale de la réponse et de la relaxation du système fluvial est de 15-20 ka. Dans le bassin contigu du Buëch, l'influence glaciaire est plus limitée. Les taux d'incision à court terme (10^3 - 10^4 ans) reflètent les effets du forçage climatique. Les taux d'incision à long terme (10^4 - 10^5 ans) sont réguliers (0.8 mm.k^{-1}) et proches des taux de dénudation régionaux, suggérant un certain équilibre entre l'incision et la surrection.

Une analyse de la morphologie directement produite par les rivières est réalisée à l'aide d'un système d'information géographique sur des rivières situées à proximité des sites de datation. Il apparaît qu'au-delà d'une certaine valeur du rapport entre la puissance érosive des rivières et la résistance du substrat rocheux, le profil longitudinal reste régulièrement concave, les forçages lithologiques et tectoniques se répercutant sur la largeur de la bande de divagation. La complexité de ce signal nécessite néanmoins des étalonnages supplémentaires pour que la surrection puisse être déduite de la seule analyse des formes du relief.

MOTS-CLÉS.— Alpes Occidentales, Dauphiné, France, géomorphologie quantitative, néotectonique, terrasses alluviales, équilibre dynamique, profils de rivière, isotopes cosmogéniques, ^{10}Be .

Thèse préparée au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (UJF Grenoble), soutenue le 15 mai 2002 pour l'obtention du grade de Docteur de l'Université de Grenoble devant la commission d'examen :

Didier BOURLES, Pr Université d'Aix-Marseille III, Président
Peter VAN DER BEEK, MC Université Joseph Fourier Grenoble, Co-Directeur
Jean Louis MUGNIER, DR CNRS Université Joseph Fourier Grenoble, Co-Directeur
Paul BISHOP, Pr Université de Glasgow, Rapporteur
Monique FORT, Pr Université Denis Diderot Paris, Rapporteur
Gérard HERAIL, DR IRD Toulouse, Examinateur

**DRIVING MECHANISMS, SPATIO-TEMPORAL VARIABILITY
OF RIVER INCISION IN THE FRENCH WESTERN ALPS AND
ASSOCIATED LANDFORM DEVELOPMENT.**

ABSTRACT.— The processes of fluvial erosion and transport constitute the main controls on continental morphology and sediment flux. A quantification of these processes on large scales is therefore essential for our understanding of the interaction between tectonics and long-term landscape development.

We present a case-study from the French Western Alps where river long-profile and floodplain development are studied on different temporal scales (10^3 - 10^6 y), on rivers that experienced varying amounts of climatic (glacial) disturbances. Paleo-river profiles are reconstructed using abundant terrace remnants dated using in situ-produced cosmogenic ^{10}Be .

The Drac River long-profile evolution is controlled by rapid km-scale base-level fluctuations due to glacial damming of its lower valley and subsequent ice-dam disappearance. Its post-glacial long profile has developed by rapid knickpoint retreat at exceedingly high incision rates. Relaxation is about to be achieved and would have lasted 15-20 ky. The contiguous Buëch river experienced limited glacial influences. Its short-term (10^3 y) incision rates are sensitive to climatic forcing whereas its long-term (10^5 y) incision rates (0.8 mm.ky^{-1}) are consistent with regional denudation rates, suggesting long-term equilibrium between uplift and incision.

Geomorphic analysis of relief shaped by rivers is achieved through DEM analysis of surrounding rivers. It shows that, beyond a threshold value of the yield of river power vs. bedrock strength, river long profile is no longer sensitive to external forcing. Lithology and uplift rate then control the width of river meandering belt (valley flat). Further calibration are required, however to convert morphometric parameters into uplift rates.

KEY-WORDS.—Western Alps, Dauphiné, France, quantitative geomorphology, neotectonic, river terraces, dynamic equilibrium, river long-profile, cosmogenic isotopes, ^{10}Be .

CHAPITRE 1 INTRODUCTION

1— ÉTUDE DE LA SURRECTION D'UNE CHAÎNE PAR L'ANALYSE DE SON RELIEF.

Le couplage entre l'érosion et la tectonique est depuis quelques années considéré comme un phénomène majeur [Molnar et England, 1990 ; Small et Anderson, 1995]. Le relief est regardé comme le bilan topographique de la compétition entre l'érosion et la surrection de la lithosphère [Penck, 1924]. Tout relief créé est soumis à une érosion, et cette érosion, en enlevant des matériaux, modifie les forces de volume dans la lithosphère sous-jacente. Les précipitations, le ruissellement, les glaciers agissent donc à long terme sur l'équilibre interne des prismes d'accrétion orogéniques, et donc sur leur altitude, leur structure tectonique ainsi que sur la vitesse d'exhumation des roches [Hoffman et Grotzinger, 1993 ; Willett, 1999 ; Schlunegger, 1999 ; Meigs et Sauber, 2000 ; Beaumont *et al.*, 2000 ; Fig.1]. Dans les prismes d'accrétion orogéniques, le temps de réponse du système d'érosion est très court, de l'ordre de 10^5 ans [Whipple, 2001] de sorte que, constamment, il est détruit autant de relief qu'il s'en crée. Cet état est qualifié d'équilibre dynamique [Hack, 1960 ; Penck, 1972 ; Meigs et Sauber, 2000 ; Willett, 1999 ; Whipple 2001 ; Lavé et Avouac, 2001 ; Willett *et al.*, 2001 ; Willett et Brandon, 2002].

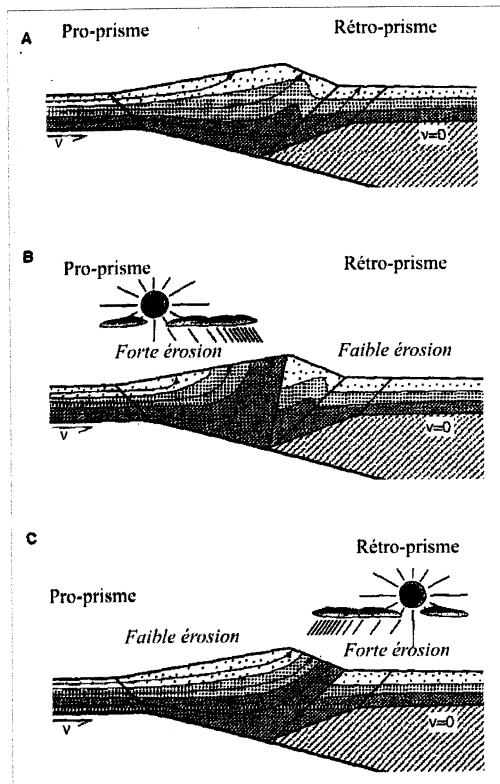


FIGURE 1— Influence de la distribution des précipitations sur la tectonique d'un prisme orogénique. La vitesse d'exhumation des roches et leur cheminement dépendent de la répartition des précipitations sur la chaîne de montagnes. D'après Willett *et al.* [1993].

La surrection résulte, quant à elle, de mécanismes endogènes variés, les plus importants étant, dans le cas des prismes d'accrétion, la propagation géométrique de structures tectoniques et la compensation isostatique des changements physico-chimiques de la colonne lithosphérique (épaississement crustal, bombement thermique, etc.). D'autres processus ont des conséquences orogéniques notables, tels, par exemple, le flambage lithosphérique, qui engendre des bombements flexuraux ou les courants mantelliques qui peuvent soutenir des reliefs dynamiques [Lithgow-Bertelloni et Silver, 1998]. L'érosion, en résorbant le relief, est en mesure de modifier certaines des forces qui lui donnent naissance. Ces modifications peuvent aboutir à une surrection supplémentaire. Ce processus de surrection peut se maintenir après cessation des poussées endogènes, jusqu'à résorption des épaississements crustaux par exemple, dans le cas du réajustement isostatique. Le moteur de la surrection devient alors l'érosion elle-même [Molnar et England, 1990 ; Montgomery, 1994 ; Small et Anderson, 1995].

2— PROBLÈME DE L'INERTIE DU COUPLAGE SURRECTION-ÉROSION

S'il existe une corrélation positive indubitable entre l'incision et la surrection, l'inertie de cette relation varie considérablement suivant le contexte morphodynamique considéré. La diversité des situations observées a inspiré l'éclosion de modèles conceptuels variés (Fig. 2). Dans les régions à soulèvement rapide (plusieurs millimètres par an), et continu sur plusieurs millions d'années, le seul phénomène concurrent de l'équilibre dynamique est la dénudation tectonique qui accompagne l'effondrement différentiel d'un orogène.

Le temps de réponse des agents d'érosion à des modifications de l'activité orogénique peut devenir important dans d'autres contextes, et même supérieur à la durée des phénomènes orogéniques. Dans le modèle de W. Davis [1885], les poussées orogéniques sont des événements courts par rapport au temps nécessaire à la résorption des reliefs par érosion [Bloom, 1998]. La période de résorption du relief et de l'activité érosive est appelée maturation (Fig. 2a). Inversement, l'érosion sur un relief nouvellement formé peut augmenter lentement. En témoigne par exemple la transmission très lente des effets de la surrection dans le réseau hydrographique de nombreuses marges passives, ceux-ci ne se faisant sentir que plusieurs dizaines de millions d'années après l'initiation du mouvement orogénique [Pazzaglia *et al.*, 1998 ; Weissel *et al.*, 1998 ; Van der Beek et Brown, 1999].

L'équilibre dynamique est cependant difficile à démontrer. Une évaluation indépendante de la vitesse d'incision et de la vitesse de refroidissement des roches permettent déjà de vérifier si la dénudation tectonique n'intervient pas dans le processus d'exhumation [par ex. Leland *et al.*, 1998], et si les taux de dénudation sont constants à différentes échelles spatio-temporelles [Willett et Brandon, 2002]. Un déséquilibre entre l'érosion et la surrection induit un changement

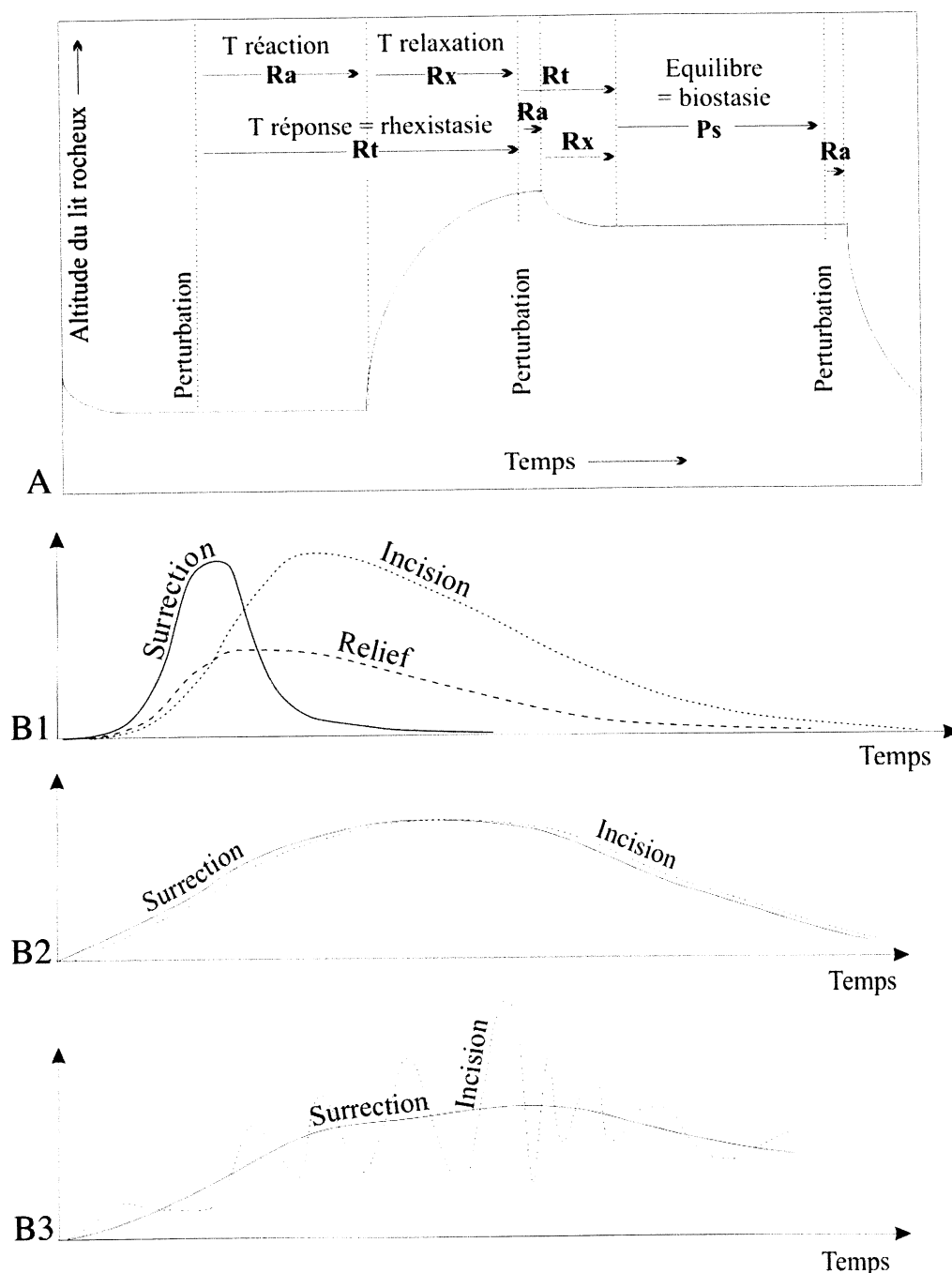


FIGURE 2— Surrection-Incision : modèles de couplage.

A : Diagramme des seuils d'équilibre, modifié d'après Bloom [1998].

B : Temps de réajustement et d'équilibre dynamique.

B 1 : Maturation.

B 2 : Equilibre dynamique.

B 3 : Forçage climatique haute fréquence de l'équilibre dynamique.

d'altitude de l'orogène. L'obtention de données paléoaltimétriques est donc cruciale, mais difficile. Les enregistrements paléoclimatiques [polliniques : Fauquette *et al.*, 1999 ; Forest *et al.*, 1999 ; isotopiques : Garzione *et al.*, 2000] fournissent des indications de températures interprétées en terme de paléoaltitude. Les paléobaromètres tels que la vésiculation des laves [Sahajian et Maus, 1994], ou la production cosmogénique [Brook *et al.*, 1995], n'ont pu être utilisés que dans des circonstances exceptionnelles.

3— LE PROBLÈME DE LA TECTONIQUE ALPINE RÉCENTE

L'arc alpin se construit depuis le Crétacé supérieur. L'essentiel de la structure actuellement observable est le fruit de déformations majeures dont la dernière date du Miocène. Les mouvements récents, plio-quaternaires, n'ont pas engendré de structures définies bien distinctes des précédentes. Ils n'ont de ce fait pas tellement retenu l'attention des chercheurs, tout occupés à l'étude d'une édification complexe, longue et polyphasée, dont les phases remontent à des temps plus anciens. La faible activité sismique de la chaîne et la discrétion des déformations récentes ont achevé de détourner les recherches des structuralistes de l'étude du Quaternaire alpin. On remarque depuis peu un regain d'intérêt pour cette époque [par ex. Ménard, 1988 ; Cannic *et al.*, 1999 ; Tricart *et al.*, 2000].

Les techniques nouvelles y sont pour beaucoup. L'évolution thermique des roches peut être suivie à des températures de plus en plus basses, ce qui permet d'appréhender le cheminement tardif des roches vers la surface [traces de fission, et (U-Th)/He, House *et al.*, 1998]. Comme la surrection alpine est relativement lente, les âges de refroidissement ne permettent pas de suivre l'évolution des massifs au-delà du Mio-Pliocène dans le meilleur des cas [Seward *et al.*, 1999 ; Bigot-Cormier *et al.*, 2000].

La déformation active est mesurée verticalement, par comparaison des nivellements géodésiques levés depuis le XIX^e siècle [Collot *et al.*, 1991 ; Jouanne *et al.*, 1998], et horizontalement grâce aux réseaux GPS [Chéry *et al.*, 1995]. Les premiers résultats obtenus par ces dernières méthodes confirment la lenteur relative des mouvements de surrection (0,5-1 mm.an⁻¹).

Les intervalles de temps de mesure sont très courts (quelques dizaines d'années au mieux). De ce fait, les valeurs obtenues ne sont pas forcément représentatives de l'activité moyenne à l'échelle du Pléistocène. Des phénomènes de haute fréquence pourraient interférer avec le soulèvement tectonique et moduler la vitesse de surrection, tels le rebond postglaciaire ou la diagenèse des puissantes accumulations sédimentaires récentes qui occupent les fonds de vallées.

Il existe donc une fenêtre temporelle inexplorée, entre le Postglaciaire et le Miocène, pendant laquelle des changements tectoniques importants ont pu se produire. Cette période est marquée par un fort ralentissement de la dynamique miocène, et par une réorganisation discrète de la déformation, dont la logique n'est pas encore comprise dans son ensemble.

La présente approche vise précisément à évaluer la surrection sur les dernières centaines de milliers d'années, comblant ainsi partiellement les lacunes de l'enregistrement géologique.

4- APPLICATION AUX RIVIÈRES

L'analyse des relations entretenues par la tectonique et l'érosion est ici observée dans le cadre plus restreint de l'érosion fluviale. Les rivières sont les agents d'érosion et d'évacuation des sédiments les plus importants du système surrection-érosion en l'absence de glaciers [par ex. Hay, 1998 ; Hovius, 2000].

Il existe deux types de grandes rivières. Les rivières alluviales s'écoulent sur une nappe d'alluvions aisément mobilisables. Elles accommodent rapidement et intégralement les fluctuations dynamiques de la rivière [Leopold et Maddock, 1953]. Au contraire, les chenaux d'écoulement creusés dans un substrat rocheux opposent une grande résistance aux modifications, et ces modifications sont irréversibles. On appelle rivière rocheuse une rivière dont le substrat rocheux est érodé périodiquement. On distingue les rivières dont le lit est soumis en permanence à l'érosion fluviale (*bedrock rivers*), de celles dont le substrat rocheux est habituellement protégé, sur tout ou partie de sa surface, par une couche d'alluvions en transit [*mixed bedrock-alluvial*, Howard, 1998], couche qui peut être totalement remobilisée au moins par les plus fortes crues.

Les processus d'érosion mis en jeux dans les rivières à lit rocheux ne sont pas encore bien connus. Des lois de comportement générales ont cependant été formulées. Les paramètres pris en compte sont assez peu nombreux et ne reflètent qu'imparfaitement la diversité des mécanismes d'érosion. Leur utilisation en milieu naturel nécessite en premier lieu un étalonnage local, et elles ne devraient par la suite être appliquées qu'à des sites où les facteurs qui ne sont pas pris en compte ont un effet semblable.

5- PLAN DE L'ÉTUDE

Le chapitre deux présente succinctement l'approche physique la plus commune de l'érosion fluviale et ses conditions d'application. Des relations empiriques ont été établies entre la morphologie des bassins versants et les principaux paramètres sensés réguler l'érosion fluviale. Elles permettent de substituer à la mesure des paramètres hydrauliques une analyse morphométrique. Les étapes et les outils de cette conversion en analyse morphologique sont détaillés. La vitesse d'incision est obtenue par datation de terrasses alluviales par la méthode des cosmonucléides produits *in situ*. Sont présentés successivement le fonctionnement des terrasses et la méthode de datation.

Le chapitre suivant expose la démarche ayant permis de définir une région d'application dans l'arc alpin français. Le milieu alpin est très diversifié, l'érosion fluviale n'y joue pas toujours un rôle prédominant et les potentialités de datation sont réduites. La région finalement retenue couvre le sud-ouest du Dauphiné, et comprend une partie des départements de l'Isère, de la Drôme, des Hautes Alpes et des Alpes de Haute Provence. L'incision y est mesurée le long de trois rivières, représentant trois types fondamentaux de rivières alpines. Ces types diffèrent de par l'origine, l'ampleur et la variabilité de l'incision. Les caractéristiques principales de la zone d'étude sont ensuite présentées : physiographie, géologie, hydrodynamique et influence glaciaire. L'organisation et la signification des terrasses alluviales qui vont être datées fait l'objet de la fin de ce chapitre.

Le chapitre quatre est consacré à la datation des terrasses alluviales par la méthode des isotopes cosmogéniques produits *in situ*, et aux stratégies spécifiques mises en œuvre pour traiter les problèmes d'héritage, de pédogenèse, d'érosion et d'enfouissement.

La conversion de ces datations en mesures d'incision est l'objet du cinquième chapitre. Les mesures documentent la variabilité de l'incision engendrée par les fluctuations climatiques, le forçage tectonique sur le long terme, les modalités et la durée du réajustement post-glaciaire. Le sixième chapitre met en relation les vitesses d'incision mesurées et la morphologie produite par l'érosion fluviale. Les lois d'érosion définies au chapitre deux sont adaptées pour rendre compte des morphologies observées, et tenter d'extraire un signal tectonique sur la région considérée.

Finalement, une conclusion générale synthétise les apports respectifs des différents chapitres aux différents stades de l'analyse morphologique de l'incision.

CHAPITRE 2 L'ANALYSE MORPHOLOGIQUE DE L'INCISION FLUVIALE : CONCEPTS ET METHODES

La conversion de paramètres géomorphologiques en vitesses d'incision est une démarche qui s'appuie sur des modèles de comportement et qui mobilise des méthodes d'analyse morphologique et de datation. Les concepts traitent des couplages entre la surrection et l'incision fluviale d'une part (§1), et des relations qui lient l'incision fluviale à la géométrie des lits de rivière et de leurs bassins versants d'autre part (§2). La mesure des paramètres morphologiques est obtenue à l'aide d'outils informatiques (§3). La conversion en vitesses d'incision doit être calibrée par quelques mesures d'incision au droit de terrasses alluviales, datées d'après leur temps d'exposition aux rayonnements cosmiques par la méthode des isotopes cosmogéniques produits *in situ* (§4). Le chapitre se termine par une discussion de la validité chronologique des marqueurs de l'incision (§5).

1- INCISION FLUVIALE ET ÉQUILIBRE DYNAMIQUE

Le but ultime de notre démarche est de savoir s'il est possible, dans le contexte alpin, d'extraire de l'analyse du relief, et plus précisément de la morphologie fluviale, une cartographie des mouvements de surrection actuels, et donc *in fine*, une information sur la dynamique actuelle des Alpes. La conversion directe des vitesses d'incision en vitesses de surrection est possible dans des conditions d'équilibre dynamique.

1.1- Pouvoir de résolution temporel de l'analyse morphologique

Le relief est, au premier ordre, le résultat des interactions entre la tectonique et l'érosion. Dans l'état actuel des connaissances, il est possible de mettre en évidence des mouvements tectoniques par une analyse morphologique dans certains cas favorables, et ce avec une résolution temporelle de l'ordre de 10^4 - 10^6 ans.

Dès que l'on recherche une information quantitative, la méthode nécessite des ajustements et des étalonnages importants. Les approximations et les hypothèses simplificatrices acceptables pour reproduire l'évolution ou l'équilibre du relief et extraire le signal tectonique seront présentées lorsque seront faites ces conversions.

1.2- Importance des rivières dans le contrôle de l'érosion

Les rivières assurent le transport et l'évacuation de la matière érodée sur les versants (*alluvial rivers*), et éventuellement l'incision de leur lit rocheux (*bedrock rivers*). Par ces deux actions, elles assurent la pérennité du relief local, et entretiennent l'agressivité de l'érosion sur les versants. La pente générale des profils longitudinaux des rivières contrôle également l'élévation générale des orogènes [Whipple *et al.*, 1999].

Les profils de rivières sont très sensibles aux forçages climatiques et tectoniques. On a pu corréler certains changements de pente dans les profils en long à des fluctuations spatiales de la vitesse de surrection du substrat

rocheux [Harbor, 1998 ; Leland *et al.*, 1998 ; Lavé et Avouac 2000 ; Fig. 3].

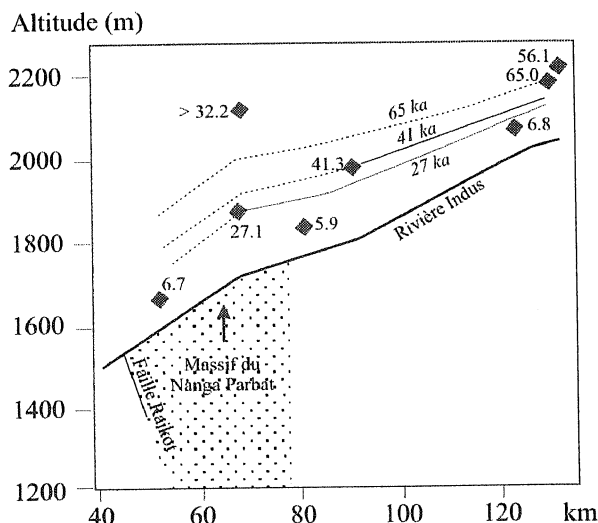
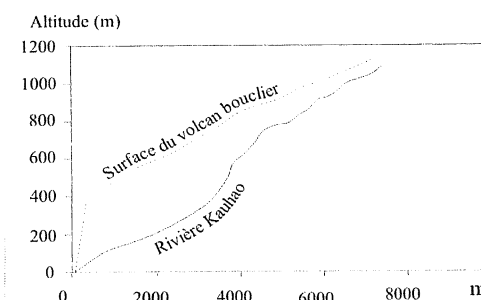


FIGURE 3-Exemples de knickpoints tectoniques et régressifs

A. Knickpoint tectonique : influence de la surrection sur la pente du profil en long de l'Indus, au Pakistan. D'après Leland *et al.* [1998]. Pointillés : zone en soulèvement rapide. Diamants : terrasses datées par âge d'exposition (âges en milliers d'années). Pointillés et chiffres en italique : profils longitudinaux reconstitués par déformation homothétique du profil actuel et âge de ces profils.

B. Exemple de knickpoints régressifs dans le profil longitudinal d'une rivière de l'île Kauai, Pacifique Central. Knickpoints apparus dans les rivières drainant le volcan bouclier par recul du trait de côte ou abaissement du niveau marin. D'après Seidl *et al.* [1994].



Comme la puissance érosive de la rivière dépend de sa pente, et que la surrection augmente la déclivité du lit, une rétroaction positive existe entre la vitesse de surrection et la vigueur de l'incision fluviale. Le profil en long d'une rivière se comporte donc comme un marqueur dynamique de la déformation.

Le profil d'équilibre d'une rivière alluviale permet le transfert de la charge sédimentaire apportée par les versants au thalweg [Gilbert, 1877 ; Davis, 1902]. Le profil d'une rivière rocheuse en équilibre dynamique est tel que la rivière assure en tout point le transport de l'intégralité de sa charge et une incision qui maintient la forme du profil au cours du temps.

Les conditions de l'équilibre dynamique sont rarement réalisées, la forme des profils longitudinaux évolue au cours du temps autour de l'équilibre. Si le profil d'équilibre n'est pas atteint, le recours à une modélisation de l'évolution temporelle du profil est nécessaire pour évaluer la contribution de la tectonique à la morphologie produite.

2- CONVERSION DE LA MESURE DE L'INCISION EN ANALYSE MORPHOLOGIQUE

La majorité des chercheurs admet que la vitesse d'érosion est contrôlée en premier lieu par la puissance de la rivière. Parmi ces mécanismes, l'abrasion et la fracturation du substrat rocheux sous l'effet des chocs produits par les éléments de la charge de fond seraient dominant, l'abrasion par la charge en suspension et la cavitation jouant des rôles secondaires. L'abondance de la charge de fond est un facteur reconnu depuis les travaux de Gilbert [cf. Sklar et Dietrich, 1998], longtemps négligé, mais davantage pris en compte ces dernières années. Les processus liés de façon non linéaire à la puissance de la rivière, telle la dissolution ou l'érosion en régime de lave torrentielle, ne joueraient un rôle important que le long de segments de rivières particuliers.

La formulation la plus fréquente de l'incision fluviale proportionne le taux d'incision (dz/dt) à la puissance de la rivière (Ω) ou à sa puissance spécifique (ω) ou bien encore à la contrainte cisailant basale (τ) de l'écoulement [Howard *et al.*, 1994].

Puissance et contrainte cisailante dépendent de la pente de la rivière (S) et de son débit [Howard et Kirby, 1983]. Or le débit (Q) est lié à l'aire drainée (A) par $Q \sim A^b$, avec $b = 0.7-0.9$ en général [Talling et Sowter, 1998].

Le taux d'incision dans ces modèles peut être écrit sous la forme de la célèbre *stream power incision law*, ou SPL [Howard *et al.*, 1994 ; Whipple *et al.*, 1999].

$$\varepsilon \sim K \cdot A^m \cdot S^n \quad (\text{eq. 1})$$

Avec K une constante dimensionnelle [$L^{1-2m} \cdot T^{-1}$] et m et n des coefficients sans dimension. K intègre les influences cumulées de nombreux facteurs lithologiques, géométriques, climatiques et granulométriques. Les valeurs théoriques de m et n dépendent du modèle physique considéré : si ε est proportionnel à Ω , alors $m = n = 1$ [Seidl et Dietrich, 1992 ; Seidl *et al.*, 1994] ; si ε est proportionnel à ω , alors $m \approx 0.5$ et $n \approx 1$; si ε est proportionnel à τ , alors $m \approx 0.3$ et $n \approx 0.7$ [Howard *et al.*, 1994 ; Whipple et Tucker, 1999].

Les étalonnages de ces paramètres sur des cas particuliers fournissent des valeurs qui ont peu de cohérence d'un site d'étude à l'autre [Seidl et Dietrich, 1992 ; Seidl *et al.*, 1994 ; Stock et Montgomery, 1999 ; Pazzaglia *et al.*, 1998 ; Snyder *et al.*, 2000], essentiellement parce que cette formulation ne prend pas en compte les effets modulateurs de la charge, et parce que les relations entre la puissance et l'aire drainée ne sont pas toujours linéaires.

La SPL a été utilisée pour déduire directement des taux de surrection à partir de la forme des profils en long des rivières [Snyder *et al.*, 2000].

Selon cette formulation, il n'existe pas de seuil critique de puissance ou de contrainte cisailante que la rivière ait à atteindre pour que le substrat soit érodé. Or on sait que les alluvions de fond ne peuvent éroder le substrat que si elles sont mises en mouvement, et que cette mise en mouvement se produit au dessus d'un seuil critique. Plusieurs algorithmes prennent en compte cet effet de seuil [Sklar et Dietrich, 1998 ; Lavé et Avouac, 2001]. Ils peuvent être résumés comme suit (*excess stream power model*)

$$\varepsilon \sim K \cdot A^m \cdot S^n - C_0 \quad (\text{eq. 2})$$

où C_0 est le seuil qui doit être franchi pour que l'érosion ait lieu.

Dans les modèles exposés ci-dessus, c'est la résistance du substrat rocheux qui limite l'érosion (*detachment-limited rivers*).

La capacité des rivières à évacuer la charge qui leur est transmise depuis les versants peut être considérée comme un autre facteur modulateur de la vitesse d'incision (*transport-limited*). La charge est alors considérée comme un obstacle à l'incision, dans la mesure où le transport dissipe une part non négligeable de l'énergie disponible, mais aussi parce que les sédiments qui sont présents au fond du lit le protègent de l'érosion [Sklar *et al.*, 1998].

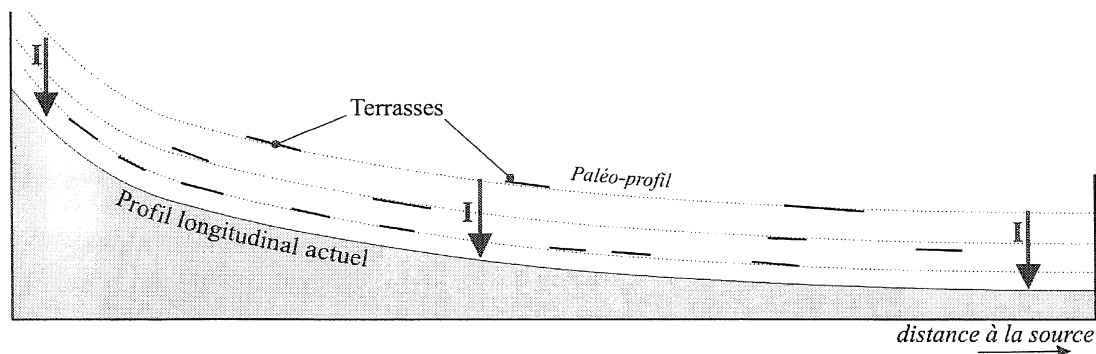
Tous les facteurs autres que l'augmentation du débit et de la charge sédimentaire corrélative étant constants, le profil d'équilibre d'une rivière rocheuse présente un aspect concave (Fig. 4a). On observe en effet que les bassins ont une forme telle que $A = k \cdot L^{1.72-2.0}$, A étant l'aire drainée et L la distance à la source [Talling et Sowter, 1998].

Si l'incision est homogène sur le parcours de la rivière, le profil prend un aspect régulièrement concave. Les hétérogénéités lithologiques du substrat incisé (Fig. 4b1), de sa vitesse de surrection (Fig. 4b2), induisent des modifications corrélatives de pentes. Des convexités plus ou moins étendues apparaissant dans le profil : ce sont les *knickpoints*.

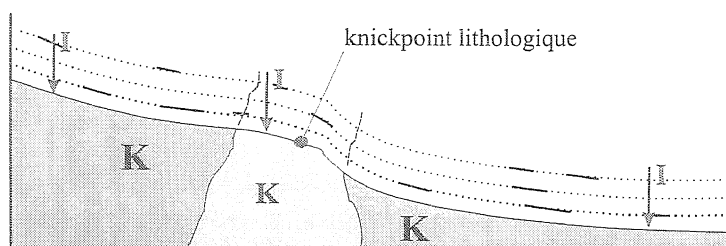
Le gradient de la rivière, et donc sa vitesse, seront d'autant plus grands que la roche à inciser sera résistante, et que sa vitesse de surrection sera grande. La charge étant le principal instrument d'érosion du substrat, les variations de taille des clastes et la concentration auront un effet sur l'érosivité de la rivière [Sklar et Dietrich, 1998]. Les modifications importantes de charges sont aussi accommodées par des changements de pente (Fig. 4b3).

Contrairement au profil des rivières alluviales, un profil d'équilibre dynamique n'est donc pas nécessairement régulier. Par contre, certains knickpoints sont des instabilités géométriques. Elles naissent suite à une rupture localisée du profil d'équilibre (abaissement eustatique, soulèvement tectonique saccadé...), et se propagent d'aval en amont (knickpoints régressifs, Fig. 4b4).

FIGURE 4— Origines de la concavité générale et des convexités locales des profils longitudinaux de rivières

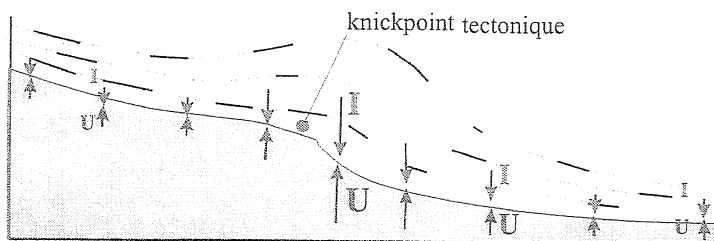


A. Concavité générale du profil d'équilibre longitudinal d'une rivière. La concavité générale est liée à l'accroissement du débit d'amont en aval.

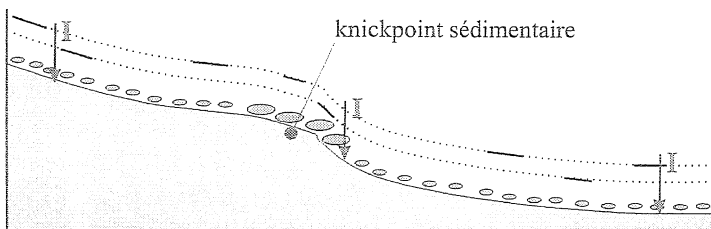


B. Origine des convexités dans le profil longitudinal d'une rivière. I : incision ; U : surrection ; K : coefficient d'incision (cf. équation 1). La taille des lettres est proportionnelle à l'importance du forçage.

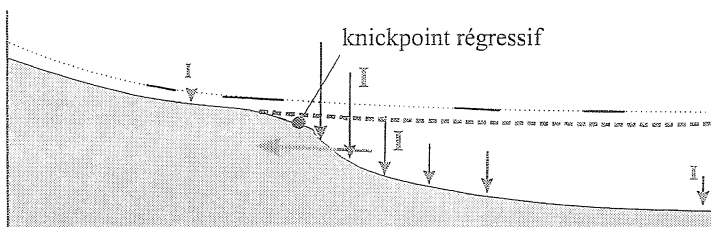
1. Influence de la lithologie



2. Influence de la surrection. Le profil est un marqueur dynamique de la déformation, les terrasses sont des marqueurs déformés passivement après leur formation (cf. Fig.3.A).



3. Influence de la charge sédimentaire. Le profil d'équilibre est tel que l'intégralité de la charge sédimentaire est transportée, quels que soient les changements granulométriques. Comme la charge de fond est le principal instrument d'érosion, son abondance modifie la capacité érosive de la rivière.



4. Propagation d'une instabilité géométrique. Une incision hors équilibre sur un segment engendre une instabilité géométrique qui propage la perturbation le long du profil (cf. Fig.3.B).

3— OUTILS DE L'ANALYSE MORPHOLOGIQUE

3.1— Facteurs convertibles et méthodes de conversion

L'aire drainée et la pente peuvent être mesurées à partir de cartes topographiques et de modèles numériques de terrain. D'autres facteurs sont partiellement déductibles de l'analyse morphologique, moyennant quelques simplifications. La relation aire drainée-débit doit être calibrée en fonction des précipitations régionales.

On peut aisément pondérer la composante orographique puisque ces précipitations dépendent de l'altitude. La charge alluviale et le débit de crue sont aussi contrôlés *pro parte* par l'altitude et la raideur des versants [par ex. Hinderer, 2001].

Le développement des modèles numériques de terrain (MNT) et des logiciels de traitement des MNT facilite grandement l'analyse morphométrique des bassins versants (cf. Ch. 6). Ces MNT ne sont pas encore assez précis

ni exacts pour qu'en soient extraite de façon automatique la morphologie fluviale (*cf.* Ch. 4.3 et 6.1). Le recours à des méthodes d'acquisition manuelles s'impose. L'analyse du MNT et le croisement des informations qui en sont issues sont effectués à l'aide du système d'information géographique (SIG) Arcview 3.

3.2– Facteurs non déductibles de l'analyse morphologique

Certains facteurs ne sont pas quantifiables, même approximativement, par analyse morphologique. Il s'agit notamment de la composante non orographique des précipitations et de la lithologie. La lithologie influe sur le gradient des profils en long, sur la largeur des plaines de divagation, et sur la charge sédimentaire produite par les versants et sur la vigueur des crues. La lithologie des bassins versants est un paramètre important, qui a donc été digitalisé pour la circonstance et ajouté aux autres données du SIG.

4– DATATION PAR LES COSMONUCLÉIDES PRODUITS *IN SITU*

De nombreux marqueurs de l'incision sont trop anciens ou pauvre en matière organique pour pouvoir être datés par ^{14}C . Ils sont aussi trop jeunes et pauvres en matériel paléontologique pour être datés par biochronologie. Des datations sont possibles dans des cas exceptionnels : présence de niveaux volcaniques [datations K/Ar, par ex. Seidl *et al.*, 1994 ; van der Beek *et al.*, 2001], relation à des spéléothèmes [par ex. Sasowsky *et al.*, 1995].

Les datations par temps d'exposition (*cosmic-ray exposure dating*, ou CRE) deviennent un moyen répandu de datation des surfaces morphologiques pour des âges compris entre quelques milliers et quelques millions d'années [Cerling et Craig, 1994]. La plupart des surfaces morphologiques préservées dans les Alpes ne contiennent pas de matériel datable par le radiocarbone, et leur âge est souvent supérieur aux limites de détection. Par contre, quelques surfaces originelles sont dans un état de conservation qui permet d'envisager de les dater par âge d'exposition.

La datation par temps d'exposition consiste à mesurer la concentration de certains isotopes produits dans les premiers mètres du sol par l'interaction de la matière avec le rayonnement cosmique. Connaissant la dose annuelle produite dans le sol, on peut déterminer la durée de l'exposition de la surface à ces rayonnements. Les taux de production annuels étant faibles, leur teneur n'est mesurable que sur des accélérateurs puissants (résolution de rapports $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ de l'ordre de 10^{-15}).

Développée au niveau expérimental jusque dans les années 1980, la méthode est devenue un outil de datation répandu en sciences de la Terre grâce au développement des mesures sur spectromètres de masse à accélération. Les premiers résultats remarquables sur le milieu naturel remontent à la fin des années 1980 [*cf.* Cerling et Craig, 1994, pour une revue exhaustive].

D'abord utilisée pour la datation de surfaces morphologiques résistantes (surfaces de coulées, pols glaciaires...), son champ d'application s'est ensuite étendu à la datation de surfaces remaniées par érosion, déflation ou enfouissement, et à des surfaces constituées d'éléments préexposés aux rayonnements cosmiques, notamment les terrasses [Repka *et al.*, 1997], cônes de déjection [Bellier *et al.*, 1999 ; Siame *et al.*, 1997] et alluvions karstiques [Granger *et al.*, 1997].

4.1– Mécanismes de production des isotopes cosmogéniques

Le rayonnement source est composé d'un flux solaire dominant peu efficace (énergies de 10-100 MeV), et d'un flux cosmique moins abondant mais plus productif (énergies de 1-100 GeV). Le rayonnement cosmique est composé de 85% de protons, 14 % de particules α , et 1% de particules plus lourdes [Lal, 1987]. La rencontre du rayonnement cosmique et des particules de l'atmosphère terrestre déclenche des réactions de spallation qui libèrent des particules secondaires (protons, neutrons et muons) et les cosmonucléides atmosphériques (tels que ^{14}C , ^3He , ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , ^{21}Ne , Table 1).

Isotope	Période (années)	Principales cibles (atmosphère)	Principales cibles (roches)
^3He	Stable	N, O	O, Si, Al, Mg,...
^{10}Be	$1.5 \cdot 10^6$	N, O	O, Si, Al
^{14}C	5730	N, O	C, O
^{21}Ne	Stable	Ar	Mg, Na, Si, Al
^{26}Al	$0.71 \cdot 10^6$	Ar	Si, Al
^{36}Cl	$0.3 \cdot 10^6$	Ar	Cl, K, Ca

TABLE 1– Principaux cosmonucléides utilisés pour les datations de surfaces terrestres.

Les protons, neutrons et muons secondaires, ainsi que la fraction du rayonnement cosmique qui n'a pas interagi avec l'atmosphère, produisent dans les premiers mètres de la surface terrestre les mêmes cosmonucléides, mais cette fois *in situ*. Dans les matrices minérales, les réactions de spallation déclenchées par des neutrons rapides, les captures de neutrons thermiques ainsi que les réactions induites par les muons engendrent une grande variété de cosmonucléides *in situ*, les plus utilisés pour les datations étant le ^{10}Be et l' ^{26}Al (Table 2).

La production radiogénique terrestre (issue des chaînes de désintégration de l'U, du Th et du K) est significative pour l' ^{23}He , le ^{21}Ne et le ^{36}Cl , mais négligeable pour le ^{10}Be et l' ^{26}Al .

Le ^{10}Be et l' ^{26}Al sont usuellement mesurés dans le quartz, car ce minéral présente de multiples avantages : c'est un minéral commun et abondant, sa composition est simple, et la production des atomes cibles, O et Si, bien calibrée. Sa structure cristalline limite la diffusion des cosmonucléides produits et la contamination par les cosmonucléides atmosphériques.

Réaction	^{10}Be	^{26}Al
Spallation	$^{16}\text{O} (n, 4p3n) ^{10}\text{Be}$ $^{28}\text{Si} (n, x^*) ^{10}\text{Be}$	$^{28}\text{Si} (n, p2n) ^{26}\text{Al}$
capture de muons	$^{16}\text{O} (\mu^-, 3p3n) ^{10}\text{Be}$ $^{28}\text{Si} (\mu^-, x) ^{10}\text{Be}^*$	$^{28}\text{Si} (\mu^-, 2n) ^{26}\text{Al}$
capture de α	$^7\text{Li} (\alpha, p) ^{10}\text{Be}$	$^{23}\text{Na} (\alpha, n) ^{26}\text{Al}$
capture de neutrons	$^9\text{Be} (n, \gamma) ^{10}\text{Be}$ $^{10}\text{B} (n, p) ^{10}\text{Be}$ $^{13}\text{C} (n, \alpha) ^{10}\text{Be}$	

TABLE 2- Réactions produisant le ^{10}Be et l' ^{26}Al dans le quartz
[d'après Ivy-Ochs, 1996].

* plusieurs neutrons et muons

4.2- Facteurs contrôlant la production des cosmonucléides.

4.2.1- Hétérogénéité spatiale du taux de production

Effet du champ magnétique et de l'atmosphère terrestre

Le rayonnement cosmique est défléchi par le champ magnétique terrestre, ralenti et dispersé par l'atmosphère. Le taux de production présente de ce fait une variabilité latitudinale et altitudinale (Fig. 5). Le taux de production sur un site donné est calculé en appliquant des facteurs correctifs latitudinaux au taux de production polaire annuel au niveau de la mer.

Les facteurs correctifs généralement utilisés sont ceux de Lal [1991], réévalués par Dunai [2000], et ceux de Stone [2000]. Ils ont été obtenus par interpolation polynomiale de mesures expérimentales et de datations réalisées en de nombreux points de la surface du globe. Nous utiliserons ici les facteurs de Dunai [2000].

La production polaire actuelle de ^{10}Be varie entre 5.1 et 6.4 atomes. $\text{g}^{-1}.\text{an}^{-1}$ selon les études. Nous utiliserons la valeur de 5.75 ± 0.24 atomes de $^{10}\text{Be}.\text{an}^{-1}.\text{g}^{-1}$ de SiO_2 établie par Kubik *et al.* [1998], sur un site proche du nôtre (vallée de l'Ötz, Autriche).

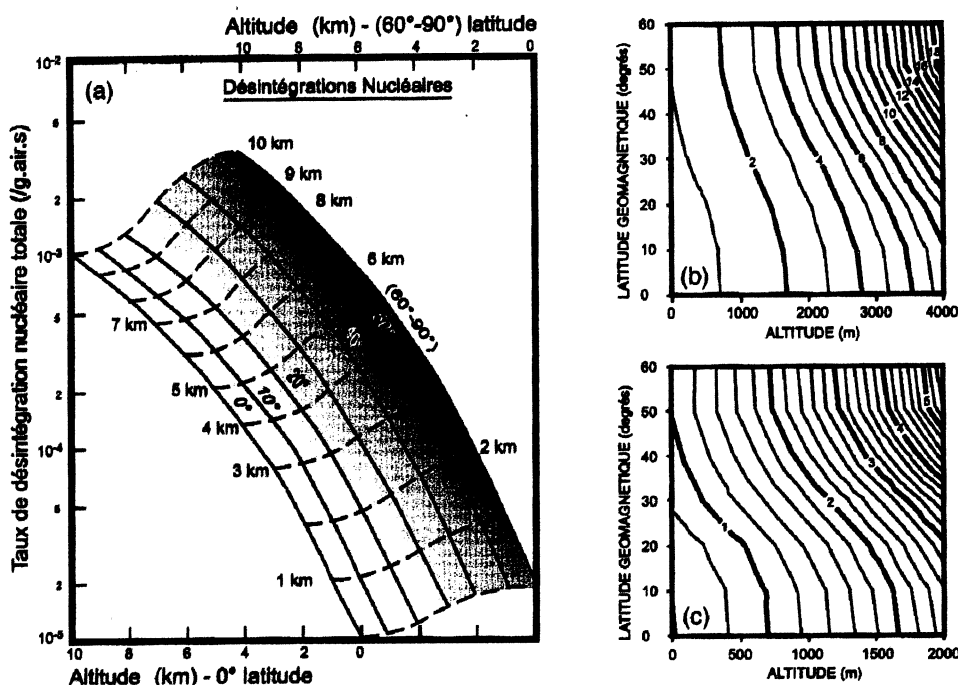


FIGURE 5- Variabilité altitudinale et latitudinale du taux de production des cosmonucléides.

(a) : taux de désintégration nucléaire total dans l'atmosphère pour des particules d'énergie supérieure à 40 MeV, donnée en fonction de la latitude géomagnétique et de l'altitude : polynôme de Lal [1991] ; (b) et (c) : représentations graphiques des facteurs de correction altitude/latitude du taux de production à la surface de la Terre d'après les données de Lal [1991]. D'après Bierman [1994].

Le rayonnement est arrêté lorsqu'il pénètre dans le sol. L'intensité du rayonnement et le taux de production décroissent d'un ordre de grandeur tous les 2 mètres environ. La décroissance théorique du taux de production est la suivante [Lal, 1991] :

$$P(x) = P_0 \cdot e^{-\rho x / \Lambda} \quad (\text{eq.3})$$

Avec P_0 : taux de production en surface (atomes.g⁻¹.an⁻¹) ; Λ : longueur d'atténuation (g.cm²) ; x : profondeur (cm) ; ρ : densité de la matière traversée.

En surface, les muons contribuent à ~1.5 % de la production [Braucher *et al.*, 1998], mais cette part augmente considérablement en profondeur, leur longueur d'atténuation étant plus grande ($\Lambda_\mu = 1300$ g.cm⁻²) que celles des neutrons ($\Lambda_n = 150$ g.cm⁻²).

4.2.2- Evolution temporelle du taux de production

La fraction chargée du flux cosmique est déviée par le vent solaire et le champ magnétique terrestre. Les variations de l'intensité du champ magnétique terrestre affectent le flux cosmique et le taux de production des cosmonucléides. Les variations de durée séculaires et millénaires du champ doivent être prises en compte : elles engendrent actuellement une incertitude sur les âges d'exposition évaluée à 20%. Des études sont en cours pour évaluer les fluctuations du taux de production sur les dernières centaines de milliers d'années. Elles devraient permettre à terme d'améliorer sensiblement la précision absolue des âges d'exposition [Frank, 2000, Fig. 6].

4.2.3- Désintégration des cosmonucléides

Les cosmonucléides les plus utilisés pour les datations (¹⁰Be, ²⁶Al, ³⁶Cl) sont radioactifs. L'évolution de la concentration C en fonction du temps (t) et de la profondeur (x) d'un cosmonucléide est donnée par l'équation différentielle suivante :

$$\frac{\partial C(x,t)}{\partial t} = P(x,t) - \lambda \cdot C(x,t) \quad (\text{eq.4})$$

avec λ la constante de désintégration de l'isotope considéré et P son taux de production. On peut introduire dans l'équation un taux d'érosion modulateur ε (Lal, 1991). Si ce taux est constant, l'équation précédente devient :

$$\frac{\partial C(x,t)}{\partial t} = \varepsilon \cdot \frac{\partial C(x,t)}{\partial x} - \lambda \cdot C(x,t) + P_0 \cdot e^{-\rho x / \Lambda} \quad (\text{eq.5})$$

Son intégration donne [Lal, 1991] :

$$C(x,t) = C(x,0) \cdot e^{-\lambda t} + \frac{P_0}{\rho \varepsilon + \lambda} \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda}} \cdot (1 - e^{-(\lambda + \frac{\rho \varepsilon}{\Lambda})t}) \quad (\text{eq.6})$$

avec $C_{x,0}$: concentration initiale. La limite supérieure théorique de datation est atteinte lorsque s'instaure l'équilibre entre la production et la désintégration. L'âge maximum théorique dépend de la période de désintégration de l'isotope considéré et du taux d'érosion de la surface (Fig. 7).

A toute concentration correspond un âge minimum (t_{\min})

$$t_{\min} = -\frac{1}{\lambda} \cdot \ln \left(1 - \frac{\lambda \cdot C(0,t)}{P_0} \right) \quad (\text{eq.7})$$

avec $C(0,t)$: concentration en surface à l'équilibre ; et un taux d'érosion maximum de la surface :

$$\varepsilon_{\max} = \left(\frac{P_0}{C(0,\infty)} - \lambda \right) \cdot \Lambda \quad (\text{eq.8})$$

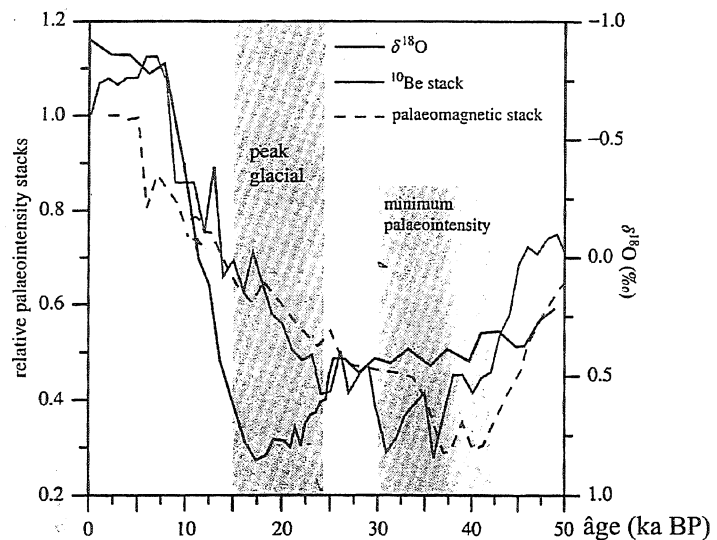


FIGURE 6- Evolution du taux de production du ¹⁰Be et de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours des derniers 50 ka [d'après Frank, 2000].

Dans le cas de terrasses ne subissant pas d'érosion dans lesquelles sont mesurées des profils de concentration (cf. Ch. 4), les contributions muonique et neutronique sont différenciées :

$$C(x,t) = (1 - e^{-\lambda t}) \cdot \frac{P_0}{\lambda} \cdot (P_0 \cdot (1 - F_\mu) \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_n}} + (P_0 \cdot F_\mu) \cdot e^{-\frac{\rho x}{\Lambda_\mu}}) \quad (\text{eq.9})$$

avec F_n et F_μ les contributions respectives de la production neutronique et de la production muonique en surface. Des contraintes supplémentaires peuvent être obtenues en mesurant conjointement les concentrations de plusieurs cosmonucléides [Lal, 1991 ; Brook *et al.*, 1995 ; Granger *et al.*, 1997 ; Cockburn *et al.*, 1999], ou en différenciant la contribution muonique de la contribution neutronique [Braucher, 1998].

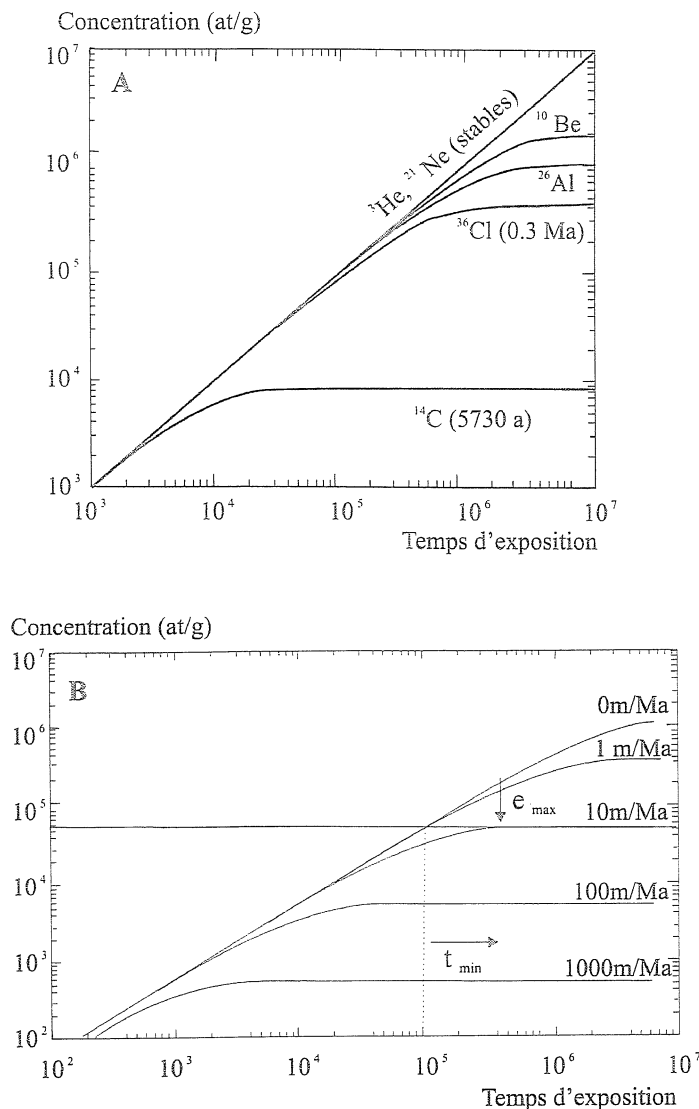


FIGURE 7— Evolution théorique de la concentration d'un cosmonucléide en fonction du temps, de sa période de désintégration et du taux d'érosion [d'après Cerling et Craig, 1994].

A. Evolution de la concentration en fonction de la période de désintégration des cosmonucléides *in situ* les plus utilisés dans l'étude des surfaces. Courbes établies pour un taux de production de 1 atome.g⁻¹. an⁻¹.

B. Evolution en fonction du temps de la concentration d'un cosmonucléide à la surface du sol pour différents taux d'érosion. A toute concentration mesurée correspond un temps d'exposition minimum et un taux d'érosion maximum.

4.2.4— Facteurs d'écran généraux

On définit comme facteurs d'écran les obstacles à la propagation du rayonnement qui environnent le site de datation. Ils entraînent une diminution du taux de production et une sous-évaluation des âges d'exposition.

Effet du relief Le taux de production standard est calculé pour un ciel ouvert à 100% (angle solide : 2 π stéradians). L'intensité du rayonnement est donnée par :

$$I(\theta, \phi) = I_0 \cdot \sin^m \theta \cdot \phi \quad (\text{eq. 10})$$

avec θ : angle d'incidence par rapport à la verticale; ϕ : angle azimutal [Heidbreder *et al.*, 1971], m : coefficient empirique d'atténuation égal à 2.3 d'après Dunne *et al.* [1999].

Les sites de datation sont situés dans un environnement montagneux. Le relief qui entoure les sites obstrue une partie du rayonnement. Le calcul de la fraction manquante de flux a été formalisée par Dunne *et al.* [1999]. Dans la pratique, la contribution du relief se mesure à l'aide d'une boussole et d'un clinomètre. Le relief est découpé en secteurs d'élévation angulaire moyenne homogène. La contribution de l'ensemble des secteurs s'exprime comme suit [Siame *et al.*, 2000] :

$$S = 1 - \frac{1}{2\pi} \cdot \sum \Delta\Phi_i \cdot \sin^{m+1}(\theta_i) \quad (\text{eq. 11})$$

Avec S : facteur d'écran ; θ_i : angle d'incidence par secteur; Φ_i : angle azimutal par secteur.

Couverture végétale Le poids sec maximum moyen de biomasse relevé dans les forêts équatoriales atteint 6 g.cm⁻². Cette valeur est faible devant la longueur d'atténuation caractéristique des rayonnements cosmiques [150 g.cm⁻² pour les neutrons, Brown *et al.*, 1994]. La biomasse des couvertures végétales dans les zones tempérées et polaire est plus faible encore que celle des forêts équatoriales. Sur le site du glissement de Köfel en Autriche, l'effet d'écran cumulé de la végétation et de la couverture neigeuse actuelles modifie le taux de production de 2.5% d'après les évaluations de Kubik *et al.* [1998].

Couverture nivale L'atténuation à travers le manteau neigeux est faible. D'une part parce que la densité de la neige est très basse (0.4 \pm 0.2 g.cm⁻³), et d'autre part du fait qu'aux latitudes tempérées, l'épaisseur moyenne annuelle de la couverture neigeuse est faible, même dans les vallées alpines [par exemple 13 \pm 6 cm entre 1600 et 2000m dans l'Ötztal Ache, Autriche, Kubik *et al.*, 1998 ; 35 cm sur un site de datation dans les Vosges à 1200m, D.Bourlès, données non encore publiées]. L'enneigement moyen actuel, déjà entaché d'erreurs atteignant 50%, est encore plus difficile à estimer sur toute la durée d'exposition d'une terrasse aux rayonnements cosmiques. La diminution du taux de production induite par la couverture neigeuse actuelle reste faible : inférieure à 6% pour une couverture moyenne de 35 cm

5- MISE EN PLACE DES TERRASSES ALLUVIALES

La mesure de l'incision par analyse du relief nécessite un étalonnage local. Il est possible d'obtenir une mesure ponctuelle de la vitesse d'incision en datant des marqueurs des positions successives d'une rivière au cours de son enfoncement. Les vitesses d'incision sont obtenues en déterminant l'âge et l'élévation au-dessus du lit actuel de témoins de l'emplacement passé des rivières. L'évolution spatio-temporelle du cours de la rivière est un outil précieux pour identifier l'origine de l'incision sur un site de datation. Pour obtenir des vitesses tout le long d'un cours d'eau, on cherche à reconstituer le paléoprofil le plus long possible. Cette reconstitution n'est précise que si les marqueurs sont synchrones.

5.1- Empreintes morphologiques résiduelles des paléoprofils

Les formes les plus utilisées sont les traces laissées par la rivière elle-même. Citons les figures d'érosion du substratum [Leland *et al.*, 1998] et les alluvions abandonnées sous forme de terrasses [p.ex. Merritts *et al.*, 1994]. Dans les cas favorables, on peut utiliser un réseau karstique [Granger *et al.*, 1997; Sasowsky *et al.*, 1995] ou des formations de flancs de vallée [Masseport, 1958] pour déterminer la position de l'ancien thalweg. Les vestiges de pénéplaines [Weissel et Seidl, 1998], de poljés [Fierz *et al.*, 1999], de pédiments [Mandier, 1984] ou de modelés glaciaires [Flint *et al.*, 1985] abandonnés lorsque l'incision, d'abord diffuse, devient linéaire sont aussi des marqueurs potentiels, qui permettent dans des circonstances favorables de corréler les paléoprofils de rivières voisines. Les marqueurs les plus fréquents dans les Alpes sont les modelés glaciaires hérités de la dernière glaciation [Schrott *et al.*, 1999], les formations de versant réglées sur la rivière [Masseport, 1958; Jorda, 1988], les surfaces de piémont [Clauzon, 1990; Perriaux, 1984] et, enfin et surtout, les terrasses alluviales [Tricart, 1954; Masseport, 1958; Bourdier, 1961; Bonnet et Bornand, 1970; Mandier, 1988, etc.]

5.2- Les terrasses alluviales

Les terrasses alluviales sont les marqueurs les plus répandus et les plus communs le long des rivières. Morphologiquement, les terrasses sont des surfaces peu inclinées, entourées de pentes plus déclives. Cette définition ne suffit pas pour distinguer les terrasses fluviales d'autres terrasses d'origines différentes : marines, tectoniques, gravitaires, glaciaires, cryogéniques, etc. [Bloom, 1998]. Dans les vallées de montagne, plusieurs types de terrasses coexistent, et leur distinction nécessite fréquemment une étude de leur structure interne.

On divise classiquement les terrasses alluviales en deux classes génétiques : les terrasses de comblement (*fill-terraces*) et les terrasses rocheuses (*strath-terraces*). Une terrasse de comblement est un corps sédimentaire mis en place au cours d'une période d'aggradation ayant abouti à l'ensevelissement d'un fond de vallée. La surface du dépôt est abandonnée lorsque débute une nouvelle phase d'incision.

Une terrasse rocheuse est constituée d'une surface rocheuse nivelée par une rivière, fréquemment recouverte de dépôts alluviaux peu épais (quelques mètres). La déclivité du plancher rocheux dépend de l'importance de la divagation (érosion latérale) par rapport à la vitesse d'incision [érosion verticale, Merritts, 1994; Fig.10c]. Le substrat rocheux est parfois nu [par ex. Leland, 1998], mais la rivière abandonne fréquemment dessus une partie de sa charge de fond sous forme d'un manteau d'alluvions grossières. Des limons d'inondation peuvent se déposer en dernier tant que la terrasse reste à portée des crues. Si une période d'aggradation succède à un nivellement, la terrasse rocheuse devient une terrasse de comblement à fond plat.

Les terrasses rocheuses enregistrent beaucoup plus simplement l'incision du substrat rocheux que les terrasses de comblement. Dans les Alpes, cette dichotomie génétique se double fréquemment d'une différence de positionnement dans les vallées : on distingue classiquement des "basses" terrasses, et les "hautes" terrasses. Les premières sont fréquemment des terrasses de comblement, et les secondes des terrasses rocheuses, sans que cela soit systématique.

Les "Basses Terrasses" encombrant le plancher des vallées actuelles. Ce sont les dépôts alluviaux les plus anciens de la bande de divagation d'une rivière. Elles se forment pendant des périodes d'aggradation ténues, et leur puissance n'excède pas vingt mètres en général. Après quelques milliers d'années, leurs alluvions sont reprises par la rivière et dispersées (Fig.8). La différence de niveau entre la surface des terrasses et la rivière ne renseigne en rien sur la topographie du plancher rocheux. Les basses terrasses ne sont donc pas des marqueurs de l'incision et sont de surcroît trop jeunes pour que des déformations tectoniques y soient observables.

Les "Hautes Terrasses" (Fig.9), plus anciennes, correspondent à d'anciennes plaines de divagation rendues inactives par diminution ou déplacement de la bande de divagation. Elles sont étagées. Aux ressauts topographiques correspondent des marches dans le substrat rocheux, que celui-ci soit visible ou non à la base des nappes alluviales étagées. L'incision du substrat rocheux n'est égale au dénivelé topographique entre deux surfaces de terrasses que si les nappes alluviales ont une épaisseur égale.

5.3- Durée d'un abandon de terrasse

Le temps de formation et d'abandon d'une terrasse est généralement court par rapport à l'âge de la terrasse. On considère donc usuellement que l'événement qui produit la terrasse est instantané. Cette approximation n'est cependant pas toujours valide et doit être vérifiée le plus souvent possible, car des diachronismes importants résultent de certains modes d'abandon.

5.3.1- Diachronisme vertical des dépôts

La surface d'une terrasse correspond le plus souvent à la surface de dépôt terminale des sédiments fluviaux. Dans le cas des terrasses de comblement, la période d'aggradation qui précède l'abandon de la terrasse peut être longue.

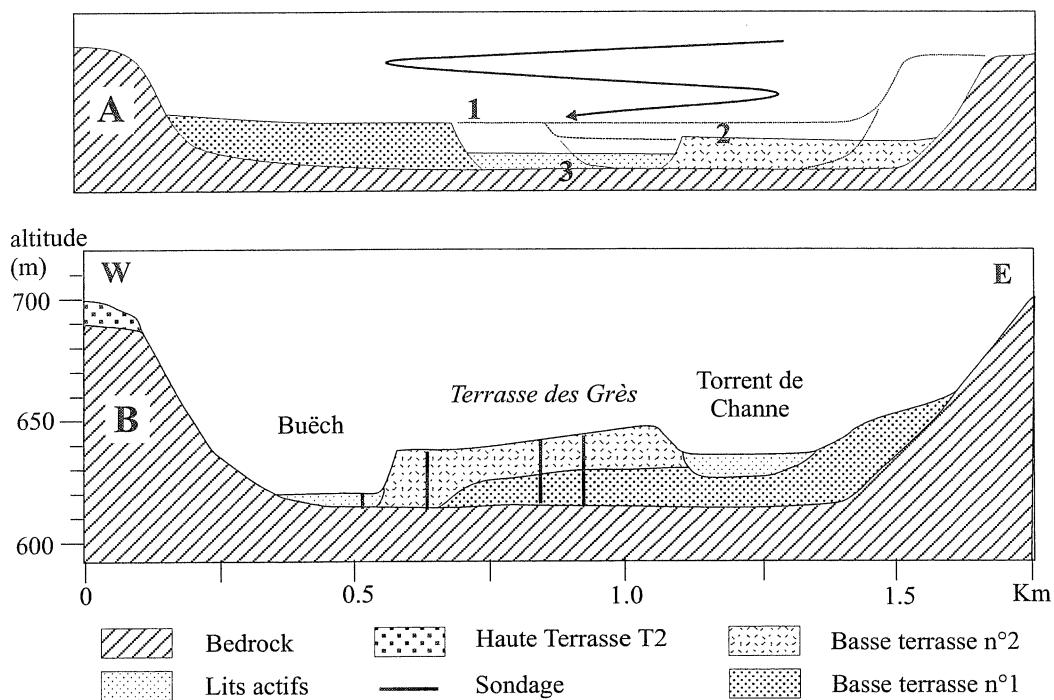


FIGURE 8– Formation des basses terrasses alluviales de la frange périglaciaire des Alpes françaises : théorie et exemple.

A. Schéma de formation. Les basses terrasses sont l'expression morphologique de nappes d'alluvions plus épaisses que la nappe actuelle (3), qui ne sont pas remaniées pendant une durée supérieure au temps d'immobilisation moyen des alluvions de la nappe actuelle.

B. Un exemple de basses terrasses. Coupe transversale de la vallée du Buëch entre Serres et Montrond, constituée à partir de la cartographie de Rosique [1996], et des relevés de sondages destructifs conservés dans la banque de données du sous-sol du B.R.G.M.-région P.A.C.A.

Localisation : cf. Fig. 24.

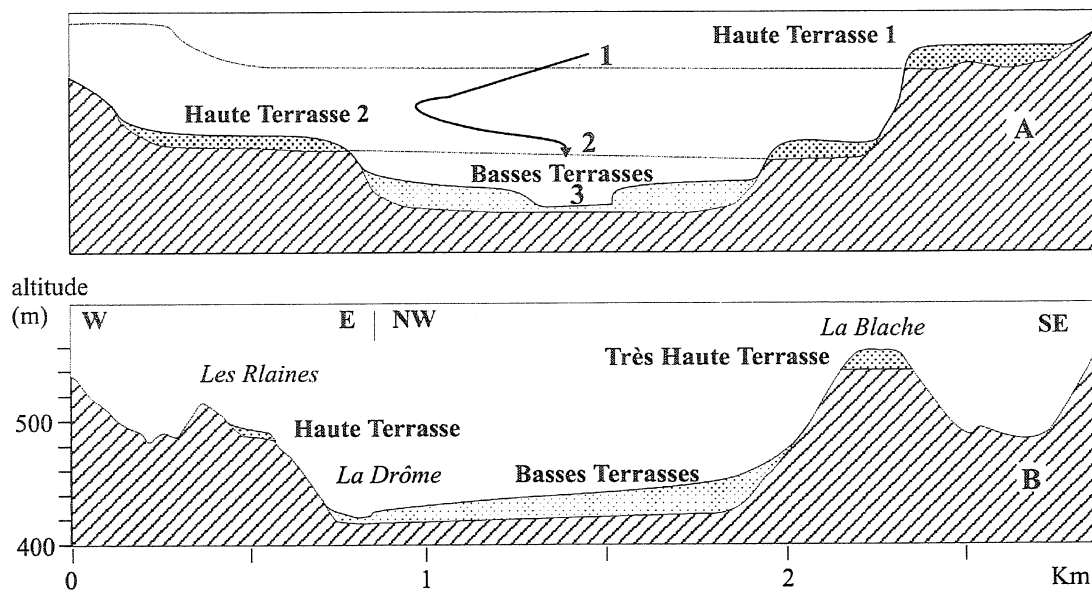


FIGURE 9– Formation des Hautes Terrasses alluviales de la frange périglaciaire des Alpes françaises : théorie et exemple.

A. Schéma de formation. Les hautes terrasses rocheuses sont étagées. Elles se forment par rétrécissements successifs de la plaine de divagation du fond de vallée.

B. Un exemple de hautes terrasses. Coupe transversale de la vallée de la Drôme au sud de Molières-Glandaz. Localisation : cf. Fig. 24

Lorsque l'on date des terrasses de comblement emboîtées (cf. Ch. 5.2), cette différence est source d'incertitudes dans le calcul de la vitesse d'incision.

Sur les terrasses rocheuses, l'érosion du substrat et le dépôt sont synchrones : le lit actif balaye latéralement le plancher rocheux (*valley floor*) de la plaine active (*valley flat*) en laissant sur toute sa surface une épaisseur de sédiments régulière correspondant à la charge mobilisable en période de crue [Reineck et Singh, 1973]. Mais les terrasses rocheuses restent inondables pendant une durée qui dépend de la vitesse d'incision de la rivière, de la puissance de ses crues et de la forme de la vallée. Dans les Siwaliks du Népal, cette période dure quelques milliers d'années [Lavé, 1997]. Les courants sont parfois assez puissants pour remanier les alluvions et même éroder le substrat rocheux [Leland *et al.*, 1998]. La dynamique des écoulements étant plus réduite que dans le lit mineur, les sédiments qui se déposent sont plus fins [limons de débordement, Reineck et Singh, 1973]. Des cônes de déjection locaux sont construits par les affluents sur les terrasses lorsque la rivière ne les balaie plus. Cette phase est elle transitoire, les profils en long des affluents s'ajustant ensuite à la nouvelle localisation de la rivière en s'encaissant dans les terrasses (cf. par ex. Fig. 42).

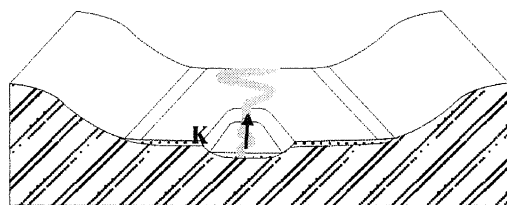
5.3.2– Diachronisme latéral

Une rivière nivelle son substrat d'autant plus horizontalement que sa vitesse de divagation est importante par rapport à sa vitesse d'incision [Merrits, 1994, Fig. 10c]. Si la terrasse est fortement inclinée, et que cette inclinaison est génétique, on doit

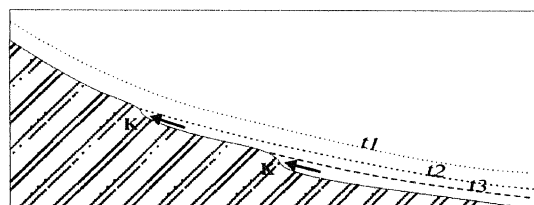
suspecter un diachronisme transversal important. Les terrasses dites "impaires" se forment aléatoirement, au gré des divagations d'une rivière pendant son enfoncement. Elles sont, par définition, diachrones les unes par rapport aux autres (Fig. 8d). Les terrasses dites "paires" sont abandonnées toutes en même temps le long d'une rivière à l'occasion d'un changement majeur de la dynamique fluviale (Fig. 10b). Si l'événement se répète, les terrasses se disposent en niveaux étagés. Si l'abandon est consécutif au passage d'un knickpoint régressif [Seidl et Dietrich, 1992 ; Fig. 10a] l'importance du diachronisme longitudinal du niveau abandonné dépend de la vitesse de propagation du knickpoint vers l'amont. Il peut être très important [par ex. Black Hills, Montagnes Rocheuses, Zaprowski *et al.*, 2001].

6– CONCLUSION

La combinaison des concepts et des méthodes présentés dans ce chapitre permet de construire une procédure d'analyse du relief visant à quantifier l'incision fluviale et évaluer les forçages environnementaux qu'elle subit, dans l'espoir de mettre en évidence *in fine* d'éventuels mouvements différentiels de surrection. La procédure allie un travail de terrain comprenant le repérage et l'échantillonnage de terrasses alluviales, leur datation par la méthode des cosmonucléides produits *in situ*, et la mesure d'indices morphométriques, soit par l'intermédiaire d'un modèle numérique de terrain, soit par digitalisation directe de cartes topographiques, quand le modèle numérique de terrain est trop imprécis.



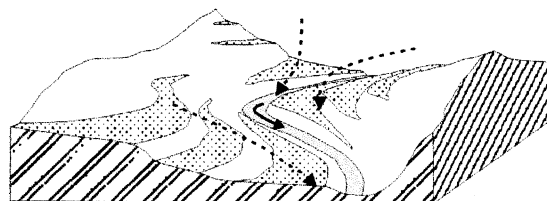
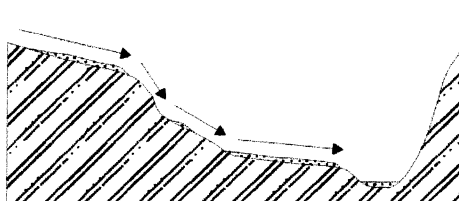
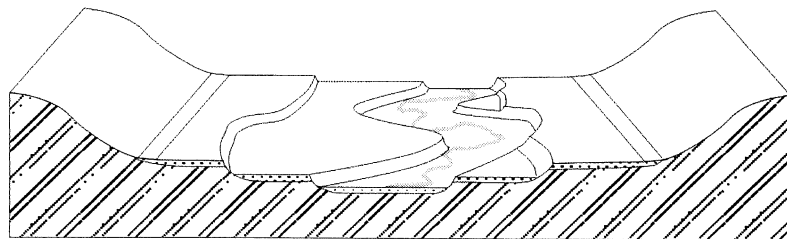
Profil transverse



Profil en long

A. Abandon de terrasses par recul de knickpoint (K). L'amplitude du diachronisme aval-amont qui en résulte dépend de la vitesse de recul du knickpoint. D'après Seidl et Dietrich [1992].

B. Abandon de terrasses rocheuses emboîtées par diminution de largeur de la plaine de divagation. L'abandon est synchrone tout le long de la rivière.



C. Formation de terrasses par migration du lit (notamment terrasses de rive concave de méandres). La pente transversale des terrasses est originelle et non pas un effet de dégradation postérieure à leur formation. La raideur de la pente est fonction de la vitesse de divagation par rapport à la vitesse d'incision. La surface de la terrasse est diachrone transversalement.

FIGURE 10 – Origine des synchronismes et des diachronismes longitudinaux et transversaux qui se produisent pendant l'abandon d'une surface de terrasse.

CHAPITRE 3 RECHERCHE D'UN TERRAIN D'INVESTIGATION ADAPTÉ

Le relief des Alpes est complexe. La chaîne se présente comme une mosaïque de massifs ayant des caractéristiques morphologiques propres qui procèdent d'une différenciation marquée des mécanismes d'érosion dominants, contrôlée essentiellement par les héritages, les caractéristiques lithologiques, le développement du karst, et par le degré d'englacement des massifs pendant les glaciations quaternaires.

La théorie du contrôle général du relief par l'érosion fluviale, telle que définie dans le chapitre précédent, montre ici ses limites. Les lois censées décrire les formes produites par l'érosion fluviale ne peuvent rendre compte de la diversité des modes d'érosion que l'on rencontre dans le massif alpin. Il est donc nécessaire de trouver une région où la méthode que nous souhaitons mettre en œuvre soit applicable. Une région où la mesure de l'érosion fluviale soit réductible à une quantification morphométrique, où cette réduction puisse être étalonnée par des datations de terrasses, et où l'importance du contrôle tectonique puisse être évaluée.

Dans ce chapitre sont présentés en préambule les principales caractéristiques géodynamiques et climatiques de l'environnement alpin (§ 1.1). Sont exposés ensuite et successivement les limites d'applicabilité de notre méthode d'analyse (§ 1.2), les moyens d'investigation et d'évaluation mis en œuvre pour définir une zone d'étude (§ 1.3), et enfin les raisons ayant déterminé le choix des Alpes du Dauphiné Méridional (§ 1.4).

La seconde partie du chapitre présente les caractéristiques générales physiographiques (§ 2.1), géologiques (§ 2.2), néotectoniques (§ 2.3) et paléoclimatiques (§ 2.4) des Alpes du Dauphiné Méridional.

La troisième partie du chapitre précise les éléments connus de l'évolution du Drac (§ 3.1), du Buëch (§ 3.2) et de la Drôme (§ 3.3), ainsi que les formations qui en témoignent.

1- ADAPTATION DE L'APPROCHE GÉOMORPHOLOGIQUE DE L'INCISION AU CONTEXTE ALPIN

Quelques traits généraux du massif alpin français sont présentés ici afin d'éclairer la discussion sur le choix de la région d'étude.

1.1- Caractères généraux du massif alpin français

1.1.1- Réseau hydrographique

Les Alpes françaises sont caractérisées par une édification longue et polyphasée. La géométrie du réseau de drainage est contrôlée en grande partie par des structures tectoniques impliquant des formations lithologiquement très contrastées. Durant l'Ere quaternaire, des glaciers et des rivières ont circulé en alternance dans la plupart des vallées. Ceci provoque des déséquilibres et déclenche une érosion vigoureuse d'origine non tectonique qui exacerbe l'héritage structural.

Par comparaison, les changements topographiques induits par les mouvements néotectoniques sont minimes, ce qui rend leur détection difficile. Le réseau hydrographique, en particulier, ne présente pas de déformation tectonique indiscutable.

On a par contre remarqué depuis longtemps que certains segments des drains majeurs ne sont pas adaptés aux structures tectoniques à l'affleurement. Ces segments, surimposés à la structure, sont interprétés, selon les auteurs et les lieux, soit comme des tracés contrôlés par des structures aujourd'hui disparues, soit comme les vestiges des tracés alluviaux primaires de rivières qui circulaient dans le bassin flexural avant son incorporation dans l'édifice orogénique [Blanchard, 1945 ; Masseport, 1958 ; Debelmas, 1995 ; Gidon, 1995].

L'âge des segments antécédents et surimposés est bien évidemment difficile à déterminer. On peut, tout au plus, déterminer l'âge maximum du réseau hydrographique d'après l'âge de dernière émergence d'une région. Des émergences partielles se sont produites à plusieurs reprises depuis le Crétacé Supérieur dans le domaine qui constitue aujourd'hui les Alpes Externes. Elles ont provoqué une érosion importante dans certains massifs (Massif Cristallins Externes, Massifs subalpins du Dévoluy, du Vercors, des Baronnies...). Les réseaux hydrographiques précoces qui se sont installés dans ces régions ont presque partout été effacés par la progression de l'avant-pays alpin. Avant leur incorporation dans la chaîne alpine, ces régions de l'avant pays ont été submergées les unes après les autres, d'est en ouest, de l'Eocène au Miocène dans les mers occupant le bassin flexural alpin. Le bassin flexural a accompagné la propagation vers l'ouest du front alpin [Arnaud *et al.*, 1995] et laissé sur son passage des bandes de dépôts détritiques marins et continentaux (flyschs éocènes de la zone ultra-dauphinoise, molasse oligo-miocène des Massifs Subalpins, du Bassin molassique, de la vallée du Rhône, et du bassin de Valensole...).

Les réseaux "alpins" proprement dits s'installent donc en principe sur un avant pays neuf : l'émergence finale résulte de la progradation et de la coalescence de cônes deltaïques et de l'édification d'un piémont continental, sur lequel ne s'exerce encore aucun contrôle structural. De forme arquée, il expliquerait la disposition radiale, centrifuge des portions de drains perpendiculaires aux grandes unités de l'arc alpin [Montjuvent, 1969 ; Debelmas, 1995 ; Schlunegger, 1999]. Des fragments de surface appartenant aux piémonts les plus récents sont conservés dans le bassin d'avant pays en avant du Front Subalpin, limite actuelle de l'orogène (Messinien-Pléistocène des plateaux de Chambaran, Bonnevaux et Valensole par ex.). Un second ensemble de surfaces à écoulements libres mais centripètes existe aussi sur la rive externe du bassin flexural. Les rivières s'y développent sur des surfaces continentales inclinées vers le bassin dans le Jura [Fierz *et al.*, 1999] ainsi qu'en bordure du Massif Central où elles façonnent avant le Messinien le pédiment rhodanien [Mandier, 1988].

Depuis le XIX^{ème} siècle, de nombreuses études ont été consacrées à l'établissement d'une chronologie des phases glaciaires à l'origine des modelés résiduels et des corps sédimentaires fragmentaires qui parsèment les Alpes [voir Montjuvent, 1976, pour une synthèse exhaustive]. Les premières études ont abouti à la synthèse de Penck et Bruckner [1901-1909] qui ont divisé le Pléistocène en quatre périodes glaciaires principales. Cette classification a été adoptée largement pendant le XX^e siècle, mais n'est plus utilisée pour décrire l'évolution du climat maintenant que l'on dispose des enregistrements paléoclimatiques océaniques et polaires (Fig.12). La chronologie alpine est très lacunaire : les sédiments océani-

ques enregistrent des dizaines de fluctuations climatiques majeures pendant la même période [Harland *et al.*, 1990]. Jusqu'à présent, très peu de stades locaux alpins ont pu être corrélés avec certitude avec des stades des enregistrements paléoclimatiques mondiaux. La terminologie ancienne est conservée parallèlement aux données isotopiques afin d'éviter les corrélations trop hâtives entre les phénomènes globaux et les phénomènes locaux. Si leurs âges sont peu contraints, leur valeur paléogéographique reste valable, jusqu'à preuve du contraire. Mais la terminologie n'est pas maintenue dans son acception stricte d'une glaciation par période. On parlera de complexes glaciaires plutôt que de glaciations.

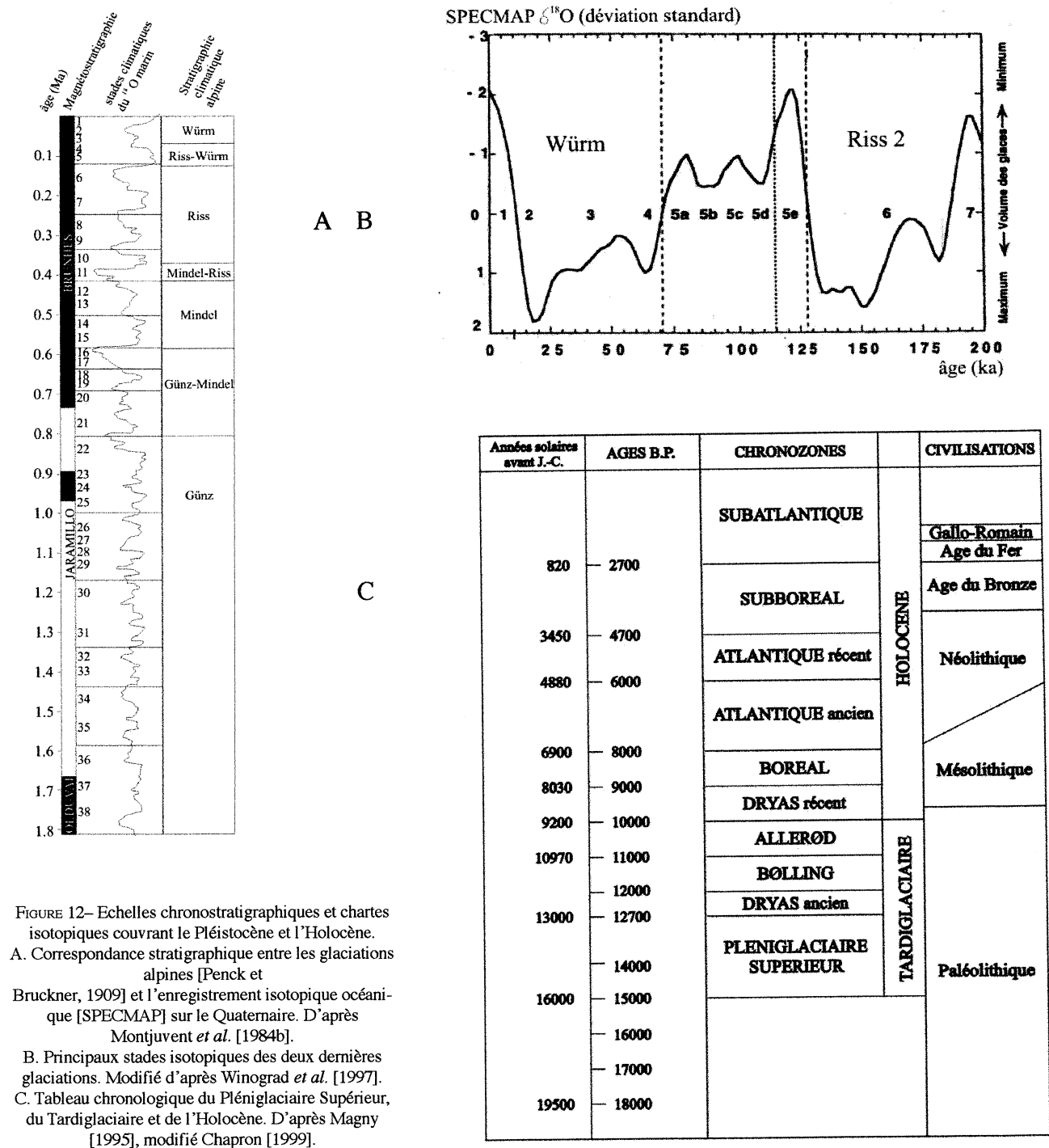




FIGURE 13– Situation dans les Alpes des zones les plus favorables à l’analyse morphologique des rivières et à la quantification de l’incision. Cartographie des extensions glaciaires d’après Montjuvent *et al.* [1984]. Zone d’étude retenue ADM : Alpes du Dauphiné Méridional.

On a admis, d'autre part, que les avancées glaciaires sont synchrones d'un glacier à l'autre pour établir des corrélations entre les bassins versants [Montjuvent, 1984]. Seules les deux dernières avancées glaciaires principales ont laissé assez de vestiges pour que puissent être produites des reconstitutions géographiques détaillées (Fig. 13).

La dernière glaciation alpine est le Würm (115-10 ka BP, Fig. 12). Elle correspond aux stades isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ 4 à 2 de la charte SPECMAP. Le maximum de froid (*Last Glacial Maximum* ou LGM) est enregistré en fin de glaciation : il correspond à un abaissement maximum du niveau marin [25-18 ka ^{14}C BP, Grootes *et al.*, 1993]. Les calottes groenlandaise, fénno-scandienne et laurentide atteignent alors leur extension maximale [Marks, 2002 ; Dyke *et al.*, 2002]. Dans les Alpes, l'âge du maximum est controversé. D'un glacier à l'autre, les moraines attribuées au maximum du Würm sont corrélées soit au LGM, soit à des pics froids plus anciens : 35-40 ka ou plus [Montjuvent *et al.*, 1980, 1988 ; Campy *et al.*, 1990 ; Schoeneich, 1998].

La glaciation alpine du Riss (130 ka-300 ka, Fig. 12), couvre deux glaciations climatiques globales (stades $\delta^{18}\text{O}$ 6 et 8). Un paléosol évolué, de climat chaud, interstratifié au sein des moraines rissiennes a conduit de nombreux auteurs à pressentir la "dualité du Riss" [par ex. Tiercelin, 1974 ; Mandier, 1988]. L'extension maximale rissienne est très supérieure à celle du Würm dans les Alpes septentrionales. Les vestiges d'étendues plus vastes et plus anciennes encore sont rares en France [par ex. moraine basale "mindelienne" du glacier de l'Isère dans la plaine de Bièvre, moraines frontales du glacier du Rhône dans la région lyonnaise, Mandier, 1988, Fig. 13].

1.1.4- Dynamique alluviale.

La formation d'étendues englacées sur les Alpes conduit à l'individualisation de deux zones où s'observent des incisions d'origine très différente : une zone intraglacière, où les vallées sont occupées par les glaces pendant de longues périodes, et une zone péri-glaciaire intramontagneuse, où les rivières ne cessent jamais de couler. Dans la zone intraglacière, les alternances climatiques provoquent des désordres morphologiques considérables qui compliquent fortement la détection des mouvements néotectoniques dans les profils de rivières. La zone péri-glaciaire évolue tout différemment, puisque le forçage néotectonique de la dynamique fluviale n'est en concurrence qu'avec le seul forçage climatique.

Dynamique alluviale en zone intraglacière

La morphologie des vallées situées dans la zone d'emprise des glaces est profondément marquée par l'érosion glaciaire. Les cours d'eau qui s'installent sur les fonds de vallées fraîchement évacués par les glaces s'écoulent suivant des profils longitudinaux très irréguliers, en gradins. Le réajustement se manifeste par une incision rapide des segments les plus raides et un remblaiement des sections les moins déclives. La distribution des secteurs en incision et en aggradation est commandée par la géométrie initiale du profil glaciaire. Cela s'observe très bien, par exemple, dans de nombreuses vallées du massif des Ecrins (Fig. 14). Les bassins des quelques cours d'eau qui ont déjà achevé leur ajustement sont qualifiés de "biostasiques" [Brochot, 1998].

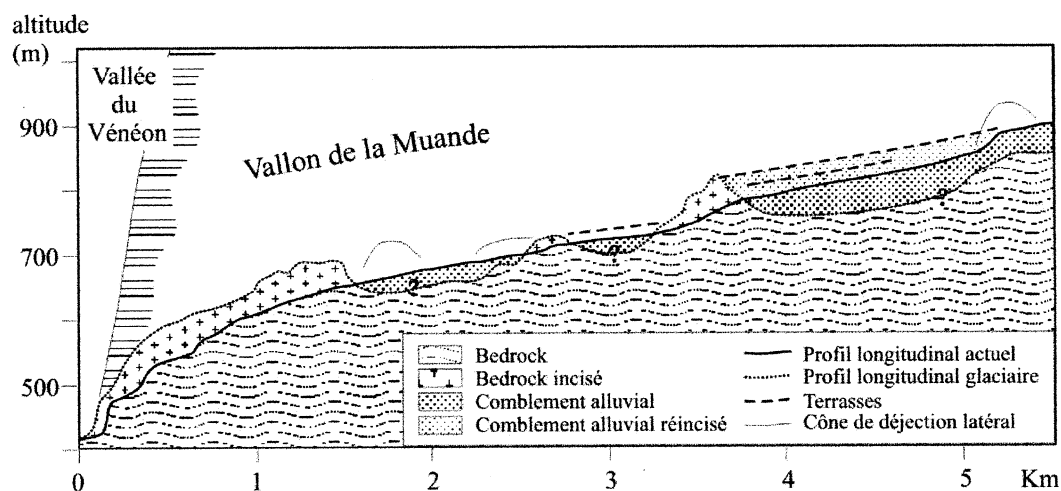


FIGURE 14- Exemple de réajustement postglaciaire de profil longitudinal : le torrent de la Muande, vallon de la Muande, massif des Ecrins. "?" : profondeur du bedrock inconnue

La plupart paraissent en cours de réajustement (bassin “rhexistasiques”, en relaxation, (Fig.15), d’autres enfin n’ont pas commencé à se réajuster (temps de réaction long, Fig.15) : ils sont en conditions métastables précaires depuis la glaciation (Fig. 15). Ces trois stades s’intègrent parfaitement au modèle de Bloom [1998] (Fig. 2a). On constate donc que les alternances climatiques déclenchent dans la zone intra-glaciaire la naissance et la propagation d’instabilités géomorphologiques qui compliquent considérablement la détection des effets potentiels de la surrection.

L’emprise de la zone glaciaire est inégale sur le massif alpin : les glaciers occupent la totalité du massif montagneux au Nord, et débordent sur le piémont molassique au cours de chaque glaciation (glaciers du Rhin, du Rhône, de l’Isère). Au Sud et sur la frange externe du Jura, les glaciers n’atteignent pas les fronts montagneux (Fig.13). Les franges montagneuses épargnées sont les éléments constitutifs de la zone péri-glaciaire.

Les bassins versants sont soumis dans la zone péri-glaciaire à des alternances de climats interglaciaires et périglaciaires. Les variations climatiques affectent la dynamique des rivières. Les rivières actuelles jouissent de régimes hybrides méditerranéens-montagnards à océanique-montagnards [Gautier, 1992]. Les crues se produisent pendant les fontes de printemps et éventuellement les orages d’automne. Sous climat périglaciaire, les régimes hydriques sont plus contrastés : les versants étant faiblement végétalisés et rendus imperméables par le permafrost, le ruissellement y est rapide et la charge alluviale abondante. Les fontes de printemps ont une incidence également plus marquée.

Les mécanismes d’érosion et de transport sur les versants sont modifiés. Les contrastes thermiques s’accroissent, ce qui favorise la production de clastes par gélifraction et cryoclastie. La gélifluction, le *creeping* et les cryoturbations prennent le pas sur le ravinement [Bloom, 1998].

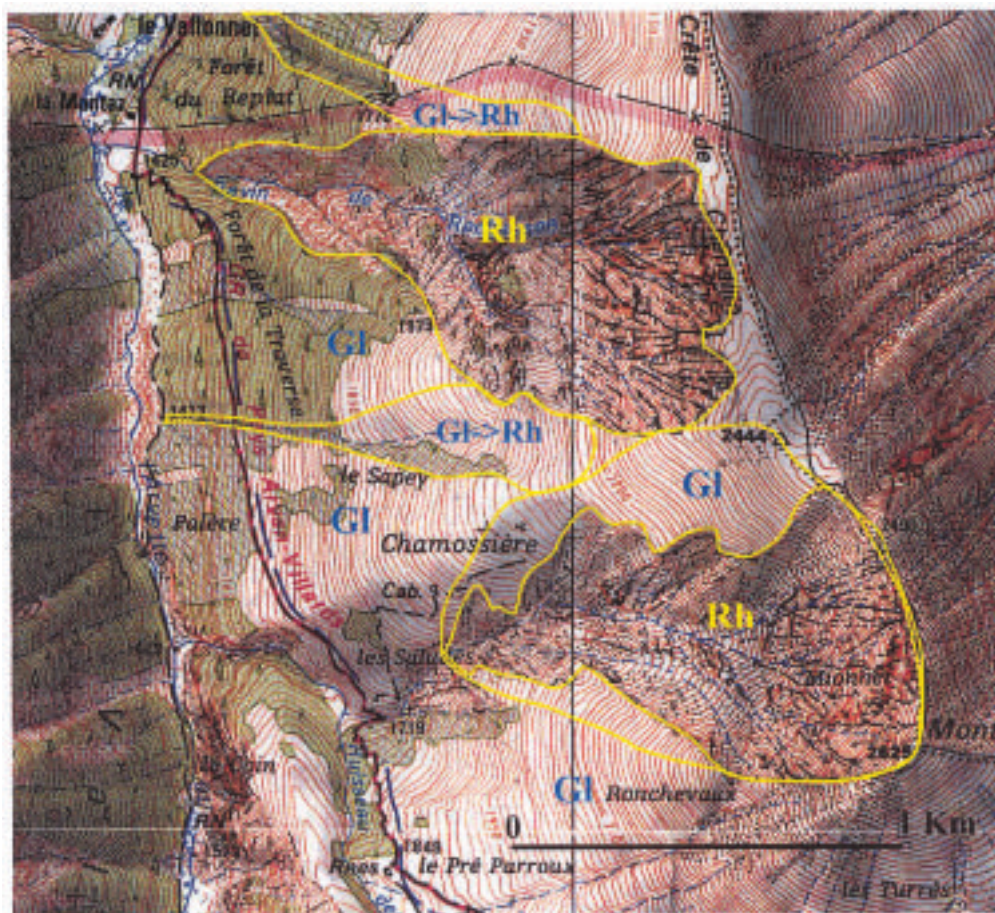


FIGURE 15– Bassins rhexistasiques de la zone intraglaciaire. Vallée Froide, Maurienne. Les flancs de la vallée principale ont été façonnés par un glacier du Dernier Maximum Glaciaire (GI, 25-20 ka B.P.). Parmi les torrents qui drainent le versant, certains ont à peine commencé à s’adapter (GI->Rh), d’autres sont en cours de réajustement (bassins “rhexistasiques”, Rh) mais n’ont pas encore atteint un état d’équilibre post-glaciaire (“biostasie”).

L'augmentation de la charge et de l'irrégularité des débits se traduit par des modifications notables du lit mineur : augmentation de la largeur de la bande active des rivières en tresses, transformation des rivières à méandres en rivières en tresses [Schumm, 1981 ; Germanovski et Schumm, 1993].

Synthèse des caractères généraux de l'environnement alpin

La chaîne alpine est un orogène ancien, composé d'une juxtaposition de petits domaines marqués par des évolutions morphologiques contrastées. Il s'ensuit une grande hétérogénéité des héritages structuraux et de l'adaptation des réseaux à la structure. L'organisation des mouvements tectoniques actuels est encore mal connue, et ne laisse pas de signature morphologique évidente. A la timidité du forçage tectonique s'oppose un effet climatique écrasant. Les glaciers ont pris un développement considérable pendant les glaciations quaternaires et ont occupé la plus grande partie du massif alpin. L'alternance de l'érosion glaciaire et de l'érosion fluviale entretient une situation de déséquilibre récurrente dans la zone occupée par les glaciers. Les rivières drainant la frange montagneuse périphérique libre de glace sont soumises à un forçage climatique prononcé mais moins dominant.

1.2– Critères déterminant le choix des sites de mesure de l'incision

Les lois d'érosion qui sont au cœur de notre approche ont un domaine de validité limité. Très générales et globalisantes, elles lient l'intensité de l'érosion à la puissance de la rivière, et la puissance de la rivière à des paramètres morphologiques (pente et aire drainée notamment). Ces relations ne sont pas toujours linéaires et certains mécanismes d'érosion ne dépendent pas de la puissance de la rivière. L'analyse est donc limitée à des rivières où dominent les mécanismes d'érosion sur lesquels reposent les lois d'incision présentées dans le premier chapitre. Elle est aussi limitée par les contraintes techniques imposées par l'automatisation des procédures d'analyses. Les limitations principales sont énoncées ci-dessous.

1.2.1– Nature du lit.

Cette étude est consacrée aux rivières du massif alpin à lit rocheux (*bedrock and mixed bedrock-alluvial rivers*). A ce titre, les zones de piémont, bien que riches en terrasses, sont exclues du cadre de l'étude.

Le matériel des piémonts est constitué pour l'essentiel d'alluvions caillouteuses et de sables déposés il y a quelques millions d'années. Ils n'ont subi qu'une induration partielle et très hétérogène. Le comportement des rivières sur ce substrat est équivalent à celui des rivières alluviales franches (*alluvial rivers*).

1.2.2– Hydrodynamique

Au niveau des sites de mesure de l'incision, les caractéristiques de la rivière qui incise doivent rester dans le domaine de validité des relations proposées. Ces relations s'appliquent pour des lits rocheux dont les pentes sont inférieures à 0,2 % [Seidl et Dietrich, 1992] ou pour des drains drainant plus de 10^5 - 10^6 m² [Whipple et Tucker, 1999]. Au-dessus de cette valeur de pente, le lit est susceptible d'être creusé par des écoulements qui ne dépendent pas de l'aire drainée : *flash-floods*, laves torrentielles, avalanches, etc. Les profils en long de ces segments supérieurs sont fréquemment rectilignes [Seidl et Dietrich, 1992 ; Sklar et Dietrich, 1998]. Par sécurité, et sur la base d'observations de profils en longs (cf. Ch. 6), seules sont considérées les terrasses de rivières drainant plus de 10^6 m².

1.2.3– Acquisition de l'aire drainée

L'aire drainée est calculée numériquement à l'aide des fonctions hydrologiques du système d'information géographique Arcview 3.2. Ces fonctions reconstituent les écoulements à la surface d'un modèle numérique de terrain (cf. Ch. 6.1.1). On considère donc que l'écoulement des eaux météoriques est exclusivement commandé par la pente locale, que les *impluviums* sont délimités par les interfluvies actuels, et que ces limites sont stables dans le temps. Cette règle, raisonnable dans la plupart des cas, admet des exceptions notables dans le contexte alpin, à cause des redistributions glaciaires, des redistributions karstiques, et des captures.

Les massifs subalpins (Jura, Bauges, Chartreuse, Vercors, Dévoluy) sont intensément karstifiés. Dans ces massifs, les écoulements souterrains redistribuent une partie des précipitations entre les bassins définis par le relief [par ex. Rousset, 1982]. Les zones de plateaux sont constellées de dépressions fermées : dolines, uvalas, et vallées karstiques, dont le contenu est affecté, par le traitement numérique, au bassin versant situé en aval du point bordier le plus bas, ce qui est arbitraire. La relation débit-distance le long d'une rivière ne peut pas être construite dans ces cas là avec les seules données du MNT (Fig. 16).

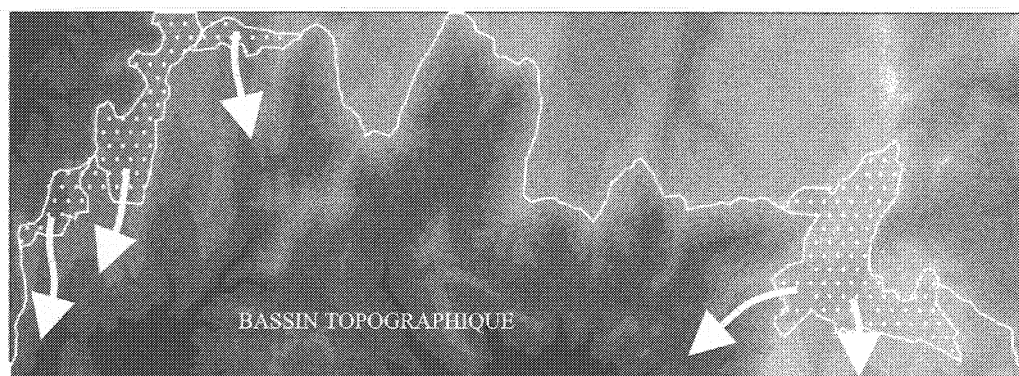


FIGURE 16– Redistribution karstique des eaux entre bassins versants : exemple du sud Vercors. Le bassin topographique de la Drôme est délimité numériquement à l'aide des fonctions hydrologiques du SIG Arcview, d'après un MNT à 50 m du département de la Drôme [données IGN]. Flèches : contributions karstiques supplémentaires provenant de secteurs attenants du Vercors. Bassins karstiques d'après Rousset [1982].

Ces redistributions sont mineures dans les secteurs où l'amplitude du plissement des assises calcaires est importante en regard de leur puissance, car les eaux souterraines sont collectées au mur des couches karstifiées. Dans ces régions, le relief de surface est aussi fréquemment structural : les écoulements souterrains et les écoulements de surface coïncident alors de fait.

En période glaciaire, des glaciers se déversent d'un bassin versant à l'autre par les cols les moins élevés (diffluences glaciaires). Les diffluences ont été fréquentes dans les Alpes pendant les dernières glaciations. Au Würm par exemple, le glacier de la Durance diffinue dans les bassins du Drac et du Buëch (Fig. 19), celui de l'Ubaye dans les bassins du Verdon et du Var [Montjuvent, 1984].

L'importance de la contribution hydrique et sédimentaire des diffluences est difficile à évaluer. La géométrie des langues glaciaires est bien connue au droit de certains de ces cols [Gidon et Montjuvent, 1969 ; Tiercelin, 1974 ; Montjuvent, 1978], mais la dynamique interne et basale des paléoglaciers l'est nettement moins. L'évaluation des débits de glace transitant par les cols est donc malaisée, d'autant que s'y ajoute le problème d'une contribution éventuelle d'écoulements torrentiels latéraux et marginaux, encore plus délicate à évaluer.

Entre la formation des terrasses et l'Actuel, des bassins alpins ont été modifiés irréversiblement par capture. La plus importante des captures connues a eu lieu dans le nord du Jura, lorsque les eaux de l'Aar, transitant par la basse vallée du Doubs, ont été détournées suivant l'actuel trajet du Rhin. Les plus anciens niveaux de terrasses de la vallée du Doubs ont donc été édifiés par une rivière dont le bassin versant était supérieur d'un ordre de grandeur à celui du Doubs actuel.

1.2.4—Qualités géomorphologiques et sédimentologiques des indicateurs de paléocours.

Les marqueurs d'un paléocours de rivière doivent documenter le plus précisément son élévation et son âge. L'origine même de l'incision sur ces sites doit pouvoir être déterminée sans ambiguïté. La reconstitution du paléoprofil le plus long possible est à cet égard riche en enseignements car son évolution au cours du temps permet de stigmatiser l'origine de l'incision (Fig. 4). Le site doit donc être choisi en fonction de la qualité de sa surface, mais également de la possibilité de reconstituer des paléoprofils le long de la rivière qui lui a donné naissance. La reconstitution de paléoprofils ne peut se faire que si de nombreux marqueurs sont conservés, corrélables entre eux, formant un maillage le plus dense et le plus étendu possible.

Les surfaces à dater doivent être dans un bon état de conservation : en particulier, on doit être en mesure de déterminer si la surface est primaire ou si elle a subi des modifications : érosion, enfouissement, tassement. Et si la surface a évolué, l'importance et la durée des étapes qui marquent son évolution doivent pouvoir faire l'objet d'évaluations fiables. La composition lithologique de la surface joue également un rôle déterminant, puisque seules seront datables par les cosmonucléides les surfaces contenant des grains de quartz d'une taille supérieure à 250 µm.

1.3— Instruments d'analyse

Les méthodes utilisées pour repérer les sites potentiels et évaluer leur qualité sont présentées ci-dessous.

1.3.1— Repérage des terrasses

Le repérage des terrasses est basé sur l'observation des cartes géologiques au 1 : 50 000 du BRGM sur les secteurs favorables de la zone péri-glaciaire. Une fois les terrasses anciennes recensées, une première évaluation de leur état de préservation est réalisée à l'aide de cartes topographiques au 1 : 25 000 et de doublets stéréoscopiques de photographies aériennes IGN.

L'analyse se poursuit éventuellement par des vérifications sur le terrain (Doubs, Drac, Drôme et Buëch).

1.3.2— Profils de rivières

Le profil en long des rivières est obtenu par digitalisation manuelle des cartes topographiques au 1 : 25 000 de l'IGN, avec une précision horizontale qui varie suivant la distance parcourue sur la carte par le digitaliseur entre deux étalonnages. Elle est comprise entre 10 et 100 mètres. Il est possible d'extraire automatiquement des profils en long à partir du MNT, mais le pas du MNT (50 mètres) se révèle insuffisant. En effet, si la largeur du lit majeur est faible, les points de la grille tombent rarement dans le lit des rivières ou dans les plaines d'inondation. La méthode d'interpolation choisie par l'IGN pour produire la grille du MNT à partir des courbes de niveaux provoque des effets indésirables à la jonction entre les versants et les fonds plats : formation de sillons bordiers, de rides médianes (cf. Ch. 2.5.4), et de marches d'escalier dans les grandes plaines. Les drains produits automatiquement à partir du MNT sont canalisés par ces artefacts.

Les profils extraits du MNT sont donc trop approximatifs pour permettre à eux seuls l'observation des variations subtiles de pente dans les profils en long : ils doivent être complétés par une vérification sur carte topographique.

1.3.3— Reconstitution de paléoprofils et comparaison aux profils actuels

Les paléoprofils sont reconstitués et comparés aux profils actuels par projection des terrasses et des profils de rivières actuels sur l'axe médian de la vallée, qui est la ligne équidistante aux versants rocheux [Merrits *et al.*, 1994]. Sa direction est considérée comme une direction moyenne d'écoulement de la rivière qui serpente sur sa plaine de divagation. Le profil de la rivière, projeté sur cet axe, donne le profil longitudinal moyen de la plaine de divagation, lequel est directement comparable aux profils des niveaux de terrasses.

Les rivières, axes de vallées et surfaces de terrasse sont ici digitalisés sous forme de points, les altitudes étant entrées manuellement. Les contours qui délimitent les surfaces des terrasses sont digitalisés au niveau de leur intersection avec des courbes de niveau. Les surfaces de terrasses et les profils longitudinaux sont projetés automatiquement sur les axes médians à l'aide de logiciels construits pour la circonstance en Turbo Pascal.

Les axes médians sont rééchantillonnés linéairement avec un pas de dix mètres et le critère de projection utilisé est la distance minimale entre l'axe et les points à projeter (Fig. 17).

1.4- Qualité des marqueurs de l'incision préservés dans les Alpes

1.4.1- Types de marqueurs dans les Alpes

Les principaux types de marqueurs de qualité conservés dans les Alpes sont les formes de versant de type glaciaire, les surfaces glaciaires et les terrasses fluviales.

Les formations de pentes fossiles sont abondantes dans la zone péri-glaciaire. Les glaciaires, notamment, sont particulièrement nombreux. Ils résultent de l'aplanissement des versants en période froide par écrêtement des interfluvés et comblement des ravines [Masseport, 1958], sous l'effet de la désagrégation des roches (cryoclastie, gélifraction) et de transports diffus (gélifluction, *creeping*, etc.). Ils développent au moment de leur formation un profil en long régulièrement concave vers le haut qui se raccorde à la bande de divagation de la rivière qui occupe alors le fond de la vallée (Fig. 18).

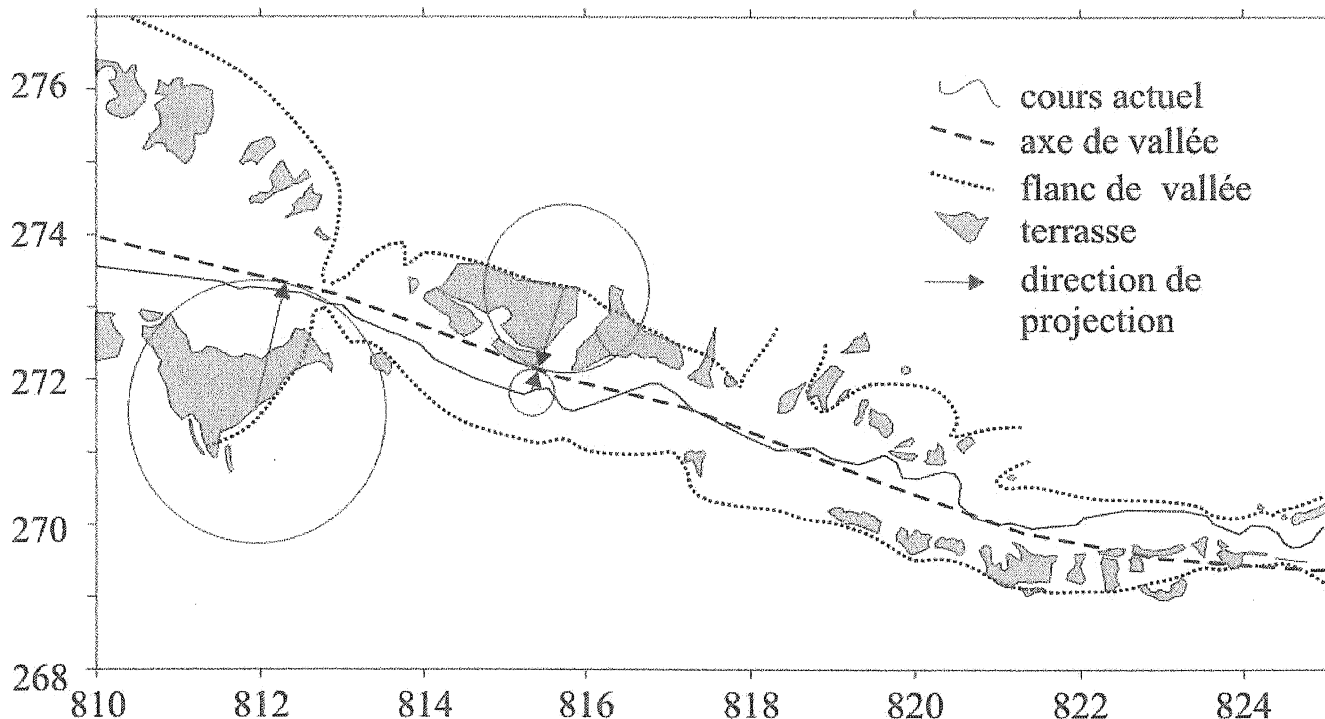


FIGURE 17- Méthode de projection d'une rivière et de ses terrasses sur un axe de vallée. Exemple de la Drôme. Coordonnées kilométriques de la projection Lambert zone III.

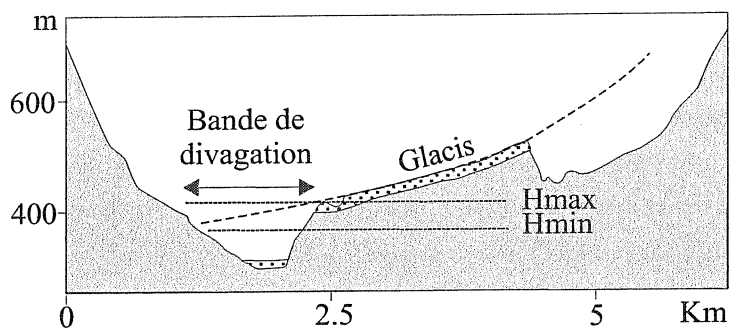


FIGURE 18- Contraintes apportées par un glacier sur la connaissance de l'élévation d'un paléo-cours de rivière. Exemple du glacier d'Aurel, vallée de la Drôme. Hmax, Hmin : altitudes maximale et minimale possibles du fond de vallée contemporain de la genèse du glacier. Localisation : cf. Fig. 14.

Une série de glaciaires étagés apporte ainsi une information indirecte sur l'approfondissement progressif d'une vallée. Les glaciaires sont démantelés en période interglaciaire lorsque les écoulements concentrés dominent. Les fragments de glaciaires subsistants dessinent dans le paysage une succession dense de lanières orientées suivant la direction de plus grande pente, étagées et parallèles les unes aux autres, perpendiculaires à l'axe de la vallée.

Dans la pratique, le niveau de base d'un glacier est peu contraint, car une incertitude demeure sur la localisation latérale du fond de vallée au moment de la formation du glacier (Fig 18). Les surfaces de glaciaires ne sont pas des surfaces de datation très fiables de toute façon, étant donné que leur pente favorise les remaniements, encore que des sols évolués parviennent à s'y développer (cf. Ch. 4.5).

Les vallées façonnées par les glaciers possèdent des profils longitudinaux jalonnés de surcreusements, de gradins et de verrous (Fig. 14). Le réajustement postglaciaire se manifeste principalement par le remblaiement des fonds de vallées. Les secteurs en incision ne concernent que quelques verrous proéminents qui émergent des zones comblées, et aux gradins de confluence (*cf.* Ch. 6.1). A leur niveau en effet, les rivières s'écoulent sur des pentes rocheuses raides, qui leur procurent la puissance nécessaire pour ouvrir des gorges de raccordement postglaciaires (Fig. 14). La plupart des seuils rocheux ont été libérés seulement dans le Tardiglaciaire entre 18 et 10 ka BP, d'après les nombreuses reconstitutions existantes [Ivy-Ochs *et al.*, 1996 ; Hinderer, 2001]. Les gorges de raccordement sont souvent étroites. De ce fait, de vastes pans de la topographie glaciaire initiale sont préservés de part et d'autre des gorges et permettent de reconstituer par interpolation la topographie des socles rocheux sur lesquels s'écoulait les rivières au moment de la disparition de la couverture de glace. Il est possible cependant que les gorges de raccordement aient été ouvertes primitivement par des eaux sous-glaciaires [Vivian, 1970], auquel cas l'âge de l'initiation serait sous-évalué et la vitesse d'incision surévaluée. Pour trancher, il faudrait savoir si des écoulements concentrés, pérennes et fixes peuvent avoir lieu sous plusieurs centaines de mètres de glace, ou si la concentration des eaux ne s'effectue qu'à proximité du front glaciaire. Dans ce dernier cas, le recul des glaciers ayant été rapide au niveau des verrous considérés, la formation d'écoulements concentrés sur les seuils rocheux ne serait différée que de quelques siècles tout au plus.

Les secteurs en incision ont de toute façon une extension longitudinale réduite et sont peu nombreux le long d'une même rivière. Et comme on ne connaît pas la topographie de la surface du socle sous les secteurs remblayés, il paraît difficile de reconstituer des paléoprofils pleinement contraints. De ce fait, les rivières retenues pour l'analyse l'ont été exclusivement pour leur abondance en terrasses rocheuses. Les rares verrous ou gradins éventuellement présents sur leurs cours ne présentent pas de formes exploitables.

Les hautes terrasses apparaissent comme les seuls marqueurs utilisables dans le cadre restreint que nous nous sommes fixé. Les hautes terrasses intramontagneuses se rencontrent essentiellement le long des grandes rivières de la zone péri-glaciaire, la plupart des terrasses de la zone intra-glaciaire ayant été détruites par les glaciers (à quelques exceptions près : Durance, Drac, Buëch...). Les hautes terrasses de la zone péri-glaciaire sont fréquemment des terrasses rocheuses. Elles sont organisées en niveaux étagés.

On a démontré depuis longtemps que les hautes terrasses se forment en période froide : elles se connectent en amont avec des arcs morainiques [Mandier, 1984 ; Gabert, 1984], et en aval avec des rivages de bas niveaux marins [Bloom, 1998]. Elles contiennent aussi des pollens de flores froides [Mandier, 1984 ; Bourdier, 1961]. Bloom [1998] souligne le fait que ces terrasses sont abandonnées lorsque le climat se réchauffe, quand le niveau marin remonte. On ne peut donc attribuer leur genèse à des effets eustatiques, ni craindre un abandon diachrone

des terrasses d'un même niveau par le recul d'un knickpoint depuis la marge méditerranéenne, suivant le mécanisme A de la figure 10. Les terrasses d'un même niveau sont synchrones : elles sont abandonnées par les rivières parce que leur régime change, et que ce changement se traduit par une diminution de leur bande de divagation (*cf.* Fig. 10.b et Ch. 6.3.4).

L'élargissement des fonds de vallées en période froide résulte d'une augmentation de la charge sédimentaire sous un régime fluvial plus contrasté [Gautier, 1992 ; Bloom, 1998]. L'augmentation de la charge provient, quant à elle, de l'accroissement des transports concentrés et diffus sur les versants du fait de la réduction de la couverture végétale [Woillard, 1981 ; Jorda, 1988 ; Gremmen et Hanns, 1994 ; Chapron, 1999] et du développement d'un permafrost qui imperméabilise le sol [Bloom, 1998]. Les apports de versants proviennent de la désagrégation des affleurements rocheux sous l'effet des contrastes thermiques (cryoclastes), du gel (gélifractions) et de la multiplication des mouvements gravitaires sur les versants sous différentes formes : cryoreptation, cryoturbation, gélifluction, solifluction, etc. [Bloom, 1998].

La modification du régime se traduit par des crues importantes de printemps [Gordeev et Martin, 1996], associées à la fonte des neiges et d'une accentuation des crues déclenchées par les précipitations non nivales du fait de l'absence de végétation et de sol pour limiter le ruissellement. Le climat périglaciaire de l'Europe du Nord, et celui de la zone méditerranéenne étaient plus froids et peut être plus arides qu'à l'Actuel, et l'évaporation plus faible [Prentice, 1992]. C'est cependant l'amplitude et la fréquence des crues qui contrôlent la géométrie des plaines de divagation bien plus que le débit moyen annuel [Gautier, 1992].

Les Hautes Terrasses jalonnent de place en place les vallées de rivières rocheuses de taille importante, telles que la Tinée, le Var, le Verdon et la Bléone. Elles se répartissent de manière plus dense le long de la Durance, du Buëch, de la Drôme, du Drac, de l'Ain et du Doubs (Fig. 13). Leur élévation au-dessus des cours actuels dépasse rarement 200 m. Les corps de terrasses perchés les plus en hauteur sont souvent très dégradés (Var, Bléone, Drac). Les niveaux de terrasses les plus développés sont disposés le long des rivières du piémont (Basse Durance, Basse Isère, etc.).

1.4.2– Qualité des terrasses

L'histoire d'exposition des hautes terrasses érodées de la zone intra-glaciaire est complexe. Les glaciers ont fait écran aux rayonnements cosmiques pendant des durées mal connues. La surface d'origine des terrasses est perceptible dans ses grandes lignes, mais la quantité de matière enlevée est importante pour une datation par âge d'exposition. Le scénario d'accumulation des cosmonucléides à établir pour convertir les concentrations mesurées en âges d'abandon est trop complexe et trop spéculatif pour être valable.

Les Hautes Terrasses ont une durée de vie plus longue dans la zone péri-glaciaire, mais leur surface se dégrade assez vite sous l'action des agents d'érosion périglaciaires

et de la pédogenèse interglaciaire. Rares sont les surfaces qui résistent aux éléments plus de quelques dizaines de milliers d'années. Les surfaces paraissent bien conservées d'après les cartes et les photographies aériennes, mais cette impression ne résiste pas à l'analyse : les derniers mètres ont généralement considérablement évolué et sont impropres aux datations. Le quartz est rare dans certains bassins qui drainent exclusivement la couverture sédimentaire mésozoïque alpine (Drôme, Buëch, Doubs...). Des enrichissements en quartz de ces bassins se produisent par le biais de captures (Doubs) et de difffluences (Buëch).

Les sites de datation recherchés sont donc des terrasses à la surface bien conservée, abandonnées par une rivière à lit rocheux, de longueur déca-kilométrique, ayant engendré un cortège de terrasses permettant de reconstituer des paléoprofils, drainant un bassin versant simple, exempt de captures, de difffluences, de redistributions karstiques et susceptibles d'approvisionner les terrasses en grains de quartz grossiers. Ces conditions ne sont jamais toutes réunies dans la zone péri-glaciaire alpine. Une zone se dégage cependant, qui remplit un grand nombre de critères favorables (Fig. 13).

1.5– Emergence d'une zone d'étude favorable : les Alpes du Dauphiné Méridionales

La zone d'étude définie couvre essentiellement la partie sud-ouest des Alpes du Dauphiné. Elle regroupe un ensemble intramontagnard péri-glaciaire non karstique. Nous l'appellerons par commodité Alpes du Dauphiné Méridionales ou ADM dans la suite du texte.

Les rivières de cette région évoluent dans des environnements qui ont des caractéristiques communes, lesquelles lui donnent sa cohérence. Ces environnements présentent aussi des éléments de diversité qui les rendent représentatifs de quelque uns des principaux contextes dans lesquels évoluent les autres rivières alpines.

1.5.1– Variabilité de l'érosion à haute fréquence dans la zone intraglaciaire.

Dans la zone intraglaciaire, glaciers et rivières ne cessent d'alterner dans les mêmes vallées depuis des centaines de milliers d'années. Ces deux agents d'érosion et de transport modèlent le relief de façon radicalement

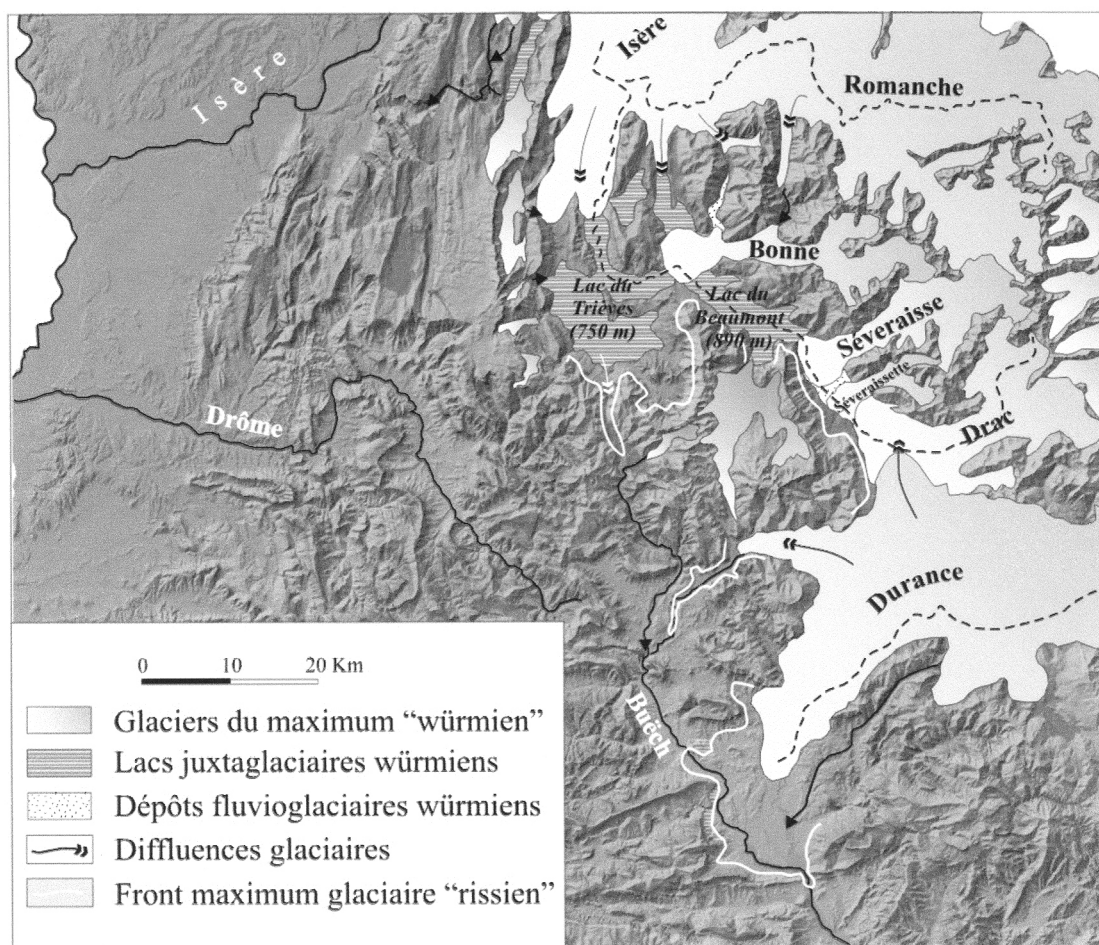


FIGURE 19– Extension maximale des glaciers aux Würm et au Riss.

différente, de sorte que le passage de l'un à l'autre s'accompagne de réajustements géométriques brusques et vigoureux. Ces changements se caractérisent par des déstockages et des transferts importants entre les réservoirs de matière de toute nature au sein des bassins versants.

Du glaciaire à l'interglaciaire, les versants, maintenus par les glaciers, s'effondrent dans les fonds de vallée [Vivian, 1970]. Les fonds de vallée sont régularisés rapidement par comblement et érosion jusqu'à obtention d'un profil d'équilibre permettant l'évacuation directe des matériaux hors du bassin versant. Dans la zone péri-glaciaire en contact avec les grands glaciers, le matériel alluvial retenu en amont des obturations juxtaglaciaires pendant la glaciation est transféré rapidement vers l'aval après la glaciation [par ex. Combe d'Ain : Campy *et al.*, 1998 ; bassin du Drac : Montjuvent, 1978 ; Alpes centrales : Hinderer, 2001]. De l'interglaciaire au glaciaire, les dépôts accumulés dans les fonds de vallée et le régolite présent sur les versants sont évacués rapidement lorsque reviennent les glaciers [Vivian, 1970 ; Hinderer, 2001].

Tous ces phénomènes s'amortissent ensuite pendant les phases de stabilité relatives interglaciaires ou interstadias [Mandier, 1984 ; Campy *et al.*, 1998 ; Hinderer, 2001], sauf au niveau de la frange de battement des fronts glaciaires, où les instabilités sont entretenues. Les flux de matière sont donc spasmodiques et ne peuvent permettre de quantifier l'érosion que si les flux sont moyennés sur une période couvrant plusieurs oscillations climatiques [Meigs et Sauber, 2000 ; Hinderer, 2001 ; Perg *et al.*, 2001].

L'étude des modalités et la durée du réajustement est fondamentale pour la connaissance de l'inertie de la dynamique érosive dans les chaînes périodiquement englacées.

Il importe aussi de connaître l'amplitude et la durée du réajustement pour déterminer l'origine des incisions qui sont mesurées sur la période actuelle.

Il importe aussi de connaître l'amplitude et la durée du réajustement pour déterminer l'origine des incisions qui sont mesurées sur la période actuelle. Une rivière de taille moyenne (125 km) jouxtant la zone intraglaciaire a donc été incluse dans la zone d'étude. Il s'agit du Drac. Son bassin draine 2095 km² en amont de sa confluence avec la Romanche.

Le comportement du Drac est celui d'une rivière de la zone intraglaciaire car son profil en long a été grandement modifié par les glaciers qui ont entravé son cours et remodelé partiellement sa vallée (Fig. 19). Mais sa position périphérique l'a protégé d'une invasion intégrale par les glaces pendant le Maximum Glaciaire. Les terrasses qui jalonnent son cours ont ainsi été préservées. Elles enregistrent l'évolution du profil en long du Drac pendant et après la déglaciation.

Les obturations glaciaires le long du Drac ont eu pour effet de segmenter le transit sédimentaire. En amont des obturations, de longs segments de vallées ont été remblayés sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Le niveau de base principal a ensuite chuté rapidement de 850 m lorsque le glacier de l'Isère s'est retiré à la fin du Würm (Fig. 20). Le Drac et ses affluents divaguaient alors à la surface des dépôts d'obturation. En s'enfonçant dans ces dépôts, ils se sont surimposés aux structures sous-jacentes, à savoir un réseau de vallées comblées dont ils ne reprenaient pas exactement le tracé (implantation épigénique, Fig. 21 et 22). Ils ont ainsi incisé sur des épaisseurs très variables les comblements de la période glaciaire et l'encaissant rocheux des paléovallées.

Altitude (m)

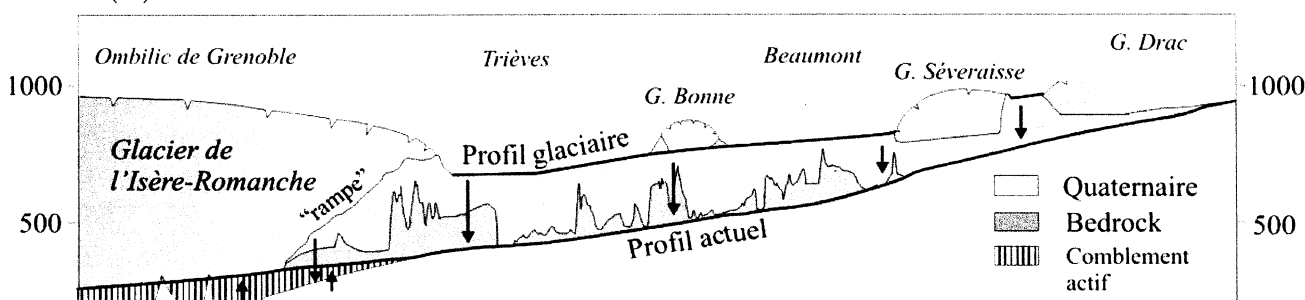


FIGURE 20— Profils actuel et pléniglaciaire du Drac. Flèches : incision (pointe vers le bas) ou aggradation (pointe vers le haut), permettant de passer du profil pléniglaciaire au profil actuel. G : Glacier.

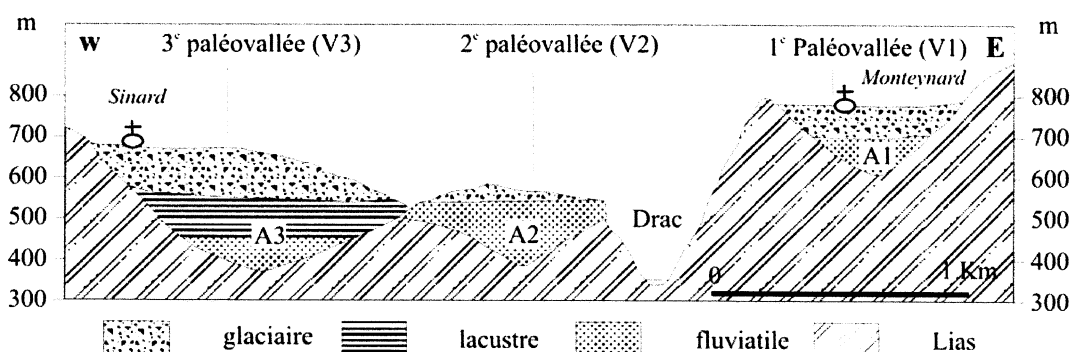


FIGURE 21— Coupe transversale au niveau des gorges de Monteynard à travers les 4 dernières vallées épigéniques du Drac. D'après Montjuvent [1978]. Localisation : cf. Fig. 14.

Sur la base de ce que l'on sait *a priori* de l'âge des événements glaciaires, on peut estimer que les fluctuations altitudinales du profil en long du Drac se produisent à des vitesses de l'ordre du cm.an^{-1} , c'est à dire des vitesses supérieures d'un ordre de grandeur à la surrection et à l'exhumation mesurée dans les massifs environnants [Jouanne *et al.*, 1998 ; Seward *et al.*, 1999]. Le bassin versant aurait été entièrement englacé au Riss [Montjuvent, 1978]. Les terrasses plus anciennes ont été recouvertes et érodées par les glaces, puis enfouies au Würm sous les sédiments

d'obturation plus récents. La plupart des terrasses anciennes sont des terrasses de comblement formées lors de cycles d'obturation plus anciens que le Würm. Comme le scénario d'exposition de ces terrasses anciennes est assez complexe, les datations cosmogéniques ont été réalisées par prudence et en première approche sur le matériel des terrasses mises en place depuis la fin du Würm. La reconstitution de l'évolution du profil longitudinal ne concerne donc que la période tardi- à postglaciaire.

1.5.2- Contrôles tectoniques et climatiques de l'érosion dans le domaine péri-glaciaire

Les fonds de vallée de la zone péri-glaciaire ne sont pas dévastés par les glaciers. Les alternances de périodes froides et tempérées provoquent tout de même des changements sensibles de la dynamique alluviale, en modifiant les modes d'érosion et de transport sur les versants. L'imbrication et l'étagement des glaciés de période glaciaire et les *badlands* de période interglaciaire en sont l'expression morphologique la plus évidente. Au niveau des rivières, les alternances sont responsables de la formation de grands niveaux de terrasses.

Si l'effet des fluctuations climatiques sur la divagation et l'érosion latérale est bien perceptible, l'évolution corrélative de la vitesse d'incision reste sujette à controverse. Pour certains auteurs, l'augmentation de la divagation s'accompagne d'une diminution de la vitesse d'incision [Personius, 1993, 1995]. Pour d'autres, la vitesse d'incision reste constamment égale au taux de surrection, et les variations de la dynamique alluviale sont accommodées par des changements de largeur de la plaine de divagation [Merritts *et al.*, 1994].

Les rivières péri-glaciaires sélectionnées possèdent plusieurs niveaux de terrasses étagés. Ces niveaux sont attribués diversement selon les auteurs à l'une ou l'autre des phases glaciaires de la terminologie alpine. Les taux d'incision calculés à partir des datations que l'on souhaite réaliser peuvent donc permettre d'accéder à un taux d'incision à long terme, moyenné sur plusieurs oscillations climatiques, et corrélables à la surrection alpine, si l'on admet ici que l'équilibre dynamique est atteint.

Deux rivières, dont les bassins sont contigus à celui du Drac, sont apparues assez bien adaptées pour observer le comportement des rivières péri-glaciaires. La plus externe est la Drôme. Cette rivière de 110 km de développe-

ment draine un bassin de 1645 km^2 . Elle appartient au groupe des rivières péri-glaciaires dont les bassins versants ne contiennent pas de réservoirs de glace importants. Chacun des niveaux de terrasses actuellement conservés le long de la Drôme est donc associé à une fluctuation froide majeure. Son cours est, comme on le verra par la suite, transverse aux structures tectoniques les plus récentes. Si des mouvements de surrection différentiels se produisent le long de son cours, ses niveaux de terrasses seront de surcroît déformés passivement. On s'attachera à observer aussi les formes morphologiques dynamiques qui doivent accommoder ces fluctuations, telles que la plaine de divagation active et le profil en long (Ch. 6).

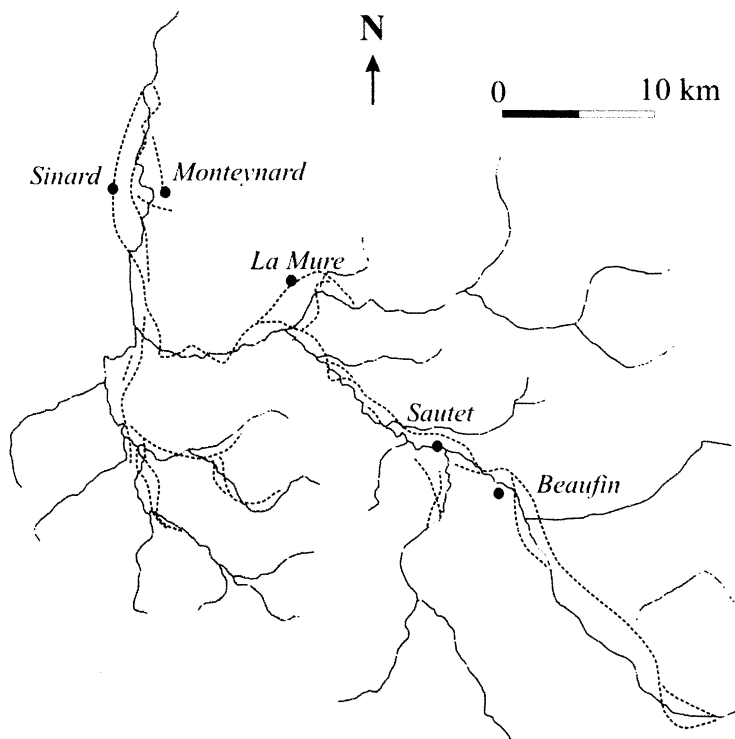


FIGURE 22- Disposition des réseaux de drainage enfouis épigéniques du Drac (pointillés épais) par rapport au réseau actuel (traits fins). D'après Montjuvent [1978].

L'autre rivière, plus interne, est le Buëch : une rivière longue de 70 km, qui draine un bassin de 1473 km². Il représente les rivières du domaine péri-glaciaire mais qui sont alimentées en amont par des masses glaciaires importantes (rivières proglaciaires). En fait, selon l'intensité de la glaciation, le Buëch se comporte soit comme une rivière péri-glaciaire de type Drôme, soit, en cas de diffluence à l'amont dans le Petit Buëch, comme une rivière proglaciaire, soit encore comme une rivière juxtaglaciaire obturée du type Drac, en cas d'occupation de sa confluence par le glacier de la Durance. Ces invasions compliquent, certes, les fluctuations de son régime hydrique et sédimentaire, mais, en augmentant les contrastes entre l'Interglaciaire et le Pléniglaciaire, elles favorisent la formation de niveaux de terrasses très vastes et très bien conservés. En injectant dans les alluvions du Buëch des éléments cristallins et des quartzites provenant du bassin durancien, elles pallient de surcroît la faiblesse en sources de quartz du bassin du Buëch, quartz, nécessaires, rappelons-le, aux datations par âge d'exposition.

1.5.3– Unité et diversité de la région d'étude

La zone d'étude est donc composée de trois rivières qui ont en commun d'être abondamment pourvues de terrasses. Ces terrasses vont permettre de reconstituer l'évolution de leur profil en long. Certaines de ces terrasses seront datées par temps d'exposition afin d'obtenir une évaluation quantitative de la vitesse d'incision. Les longueurs des rivières choisies sont comparables (70 à 125 km), mais leurs bassins versants ont subi l'impact des glaciations à des degrés divers. Elles documentent ainsi les principaux types d'influences climatiques qui s'exercent sur le massif alpin.

L'évolution du Drac est caractéristique d'une rivière du domaine intraglaciaire dont l'écoulement est entravé par des masses de glaces et qui hérite au sortir de la glaciation d'un profil fortement perturbé. Le Buëch représente les rivières s'écoulant à travers le domaine péri-glaciaire mais qui sont alimentées en amont par des masses glaciaires (rivières proglaciaires). La Drôme appartient au groupe des rivières péri-glaciaires dont la dynamique est uniquement contrôlée par les alternances climatiques de type milieu froid périglaciaire-milieu tempéré interglaciaire.

Plus tard au cours de l'analyse morphologique, il apparaîtra que les rivières dont les caractéristiques sont les plus homogènes sont les rivières de type péri-glaciaire strict. Les bassins de ces rivières ayant des caractéristiques environnementales (climat, lithologie, etc.) très proches de celles du Buëch et de la Drôme sur lesquelles sont réalisées les datations, l'analyse morphologique sera étendue aux rivières voisines des Baronnies. La structure géologique de leurs bassins se prête mieux encore que le Buëch et la Drôme elle-même à l'analyse morphologique (cf. Ch.6).

Les ADM présentent aussi une cohérence géographique intéressante pour la détection d'incisions différentielles aux abords des sites de mesure de la Drôme et du Buëch.

2– CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES GÉNÉRALES DES ALPES DU DAUPHINÉ OCCIDENTALES

“ Le relief est conforme à la tectonique. Resté adapté à tous les caprices de cette dernière (et l'on sait combien elle s'en permet !), il est brutal, violent, accumule comme à plaisir les contrastes, les brusque ruptures des lignes directrices, aboutit à l'éparpillement des massifs en une poussière de minces unités murées. (...) Il était légitime de s'attendre à cette prépondérance des formes jeunes, à considérer la date récente à laquelle la carcasse préalpine a été malaxée par le dernier plissement. ”
R.Blanchard. *Les Alpes Occidentales*, t IV, p. 231.

Les informations présentées ici visent à donner au lecteur un aperçu de l'environnement morphologique, structural et néotectonique qui conditionne l'évolution des rivières des ADM.

2.1– Physiographie

Les bassins du Drac, de la Drôme et du Buëch forment un ensemble ramassé de 4610 km², de 100 km du Nord au Sud et de 130 km d'Est en Ouest (Fig. 23), traversé par le parallèle des 45°N. Dans le cadre de cette étude, le bassin du Drac est amputé de la Romanche, son plus gros affluent.

Trois massifs dominent la région. A l'est, le bassin du Drac draine le massif cristallin externe des Ecrins. Le massif est très élevé avec des sommets englacés qui dépassent 3600 m dans le secteur couvert par le bassin du Drac. Le relief local est important : les dénivelées de 1500 m ne sont pas rares entre les fonds de vallées et les interfluvés. Les plateaux du Vercors (2100 m) et du Dévoluy (2700 m) ferment le bassin du Drac à l'est et au sud. Leur relief interne est structural. Il est contrôlé par des barres calcaires puissantes plissées. La géométrie des plis détermine l'amplitude du relief local, lequel dépasse mille mètres dans le Dévoluy. Ils sont frangés par des falaises calcaires très hautes qui dominent les vallées profondes du Drac, de la Drôme et du Buëch (Fig. 24).

Au sud de la Drôme, le relief des Baronnies est commandé par un train de plis E-W. Deux niveaux de barres calcaires minces recoupent la surface topographique à plusieurs reprises. Elles cloisonnent le relief en dressant des crêtes de 1000-1500 m d'altitude (Fig. 23) qui ceinturent des cœurs de plis marneux (Crétacé inférieur marno-calcaire et Terres Noires callovo-oxfordiennes). La puissance des Terres Noires est telle par rapport au relief local qu'elles affleurent, monotones, sur de vastes surfaces : cuvette perchée du Trièves dans le bassin du Drac (500-900 m) ; bassin de Laragne sur le cours du Buëch (400-800 m) ; anticlinorium de Die sur le cours de la Drôme (300-600 m). Sur ses derniers kilomètres enfin, la Drôme sort du domaine intramontagneux et rejoint le Rhône après une courte traversée de l'avant pays alpin (100-400 m).

2.2– Géologie

Les informations utilisées dans ce paragraphe proviennent d'ouvrages généraux sur les Alpes tels que ceux réalisés sous la coordination de Debelmas [1970] ou

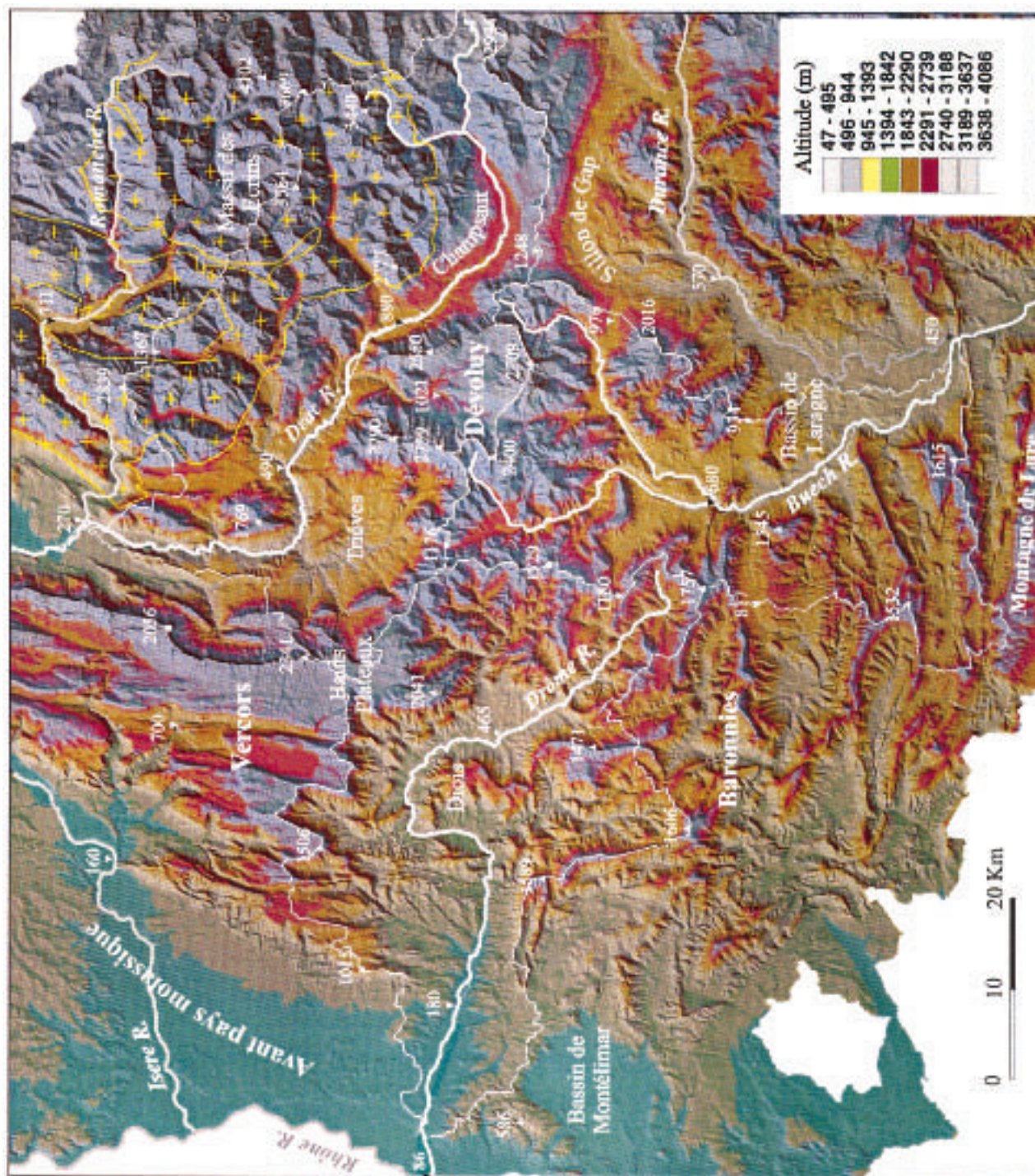


FIGURE 23— Organisation générale du relief des ADM. Points cotés : altitude en mètres. Traits blancs fins : limites des bassins versants de la Drôme, du Drac et du Buëch. Croix jaunes : terrains cristallins.

Lemoine *et al.* [2000], mais également des cartes géologiques aux 1 : 50 000 couvrant les ADM (feuilles Vif, Charpey, la Chapelle en Vercors, La Mure, Crest, Die, Mens, St Bonnet, Orcières, Dieulefit, Luc-en-Diois, Gap, Chorges, Serres et Laragne). Les informations sont synthétisées sur les figures 25 à 27. De nombreuses incertitudes demeurent sur l'âge des déformations dans de nombreux secteurs. Cette figure étant réalisée à partir d'une juxtaposition de données d'auteurs différents, elle présente des incohérences reflétant la diversité des interprétations.

Le but n'étant pas ici de résoudre des problèmes de déformations anciennes, mais simplement de donner un aperçu du bâti structural, ces informations sont présentées en l'état et ne prétendent pas à l'exhaustivité.

Les ADM sont constituées essentiellement des terrains de la couverture sédimentaire mésozoïque, déformée pendant le cycle orogénique alpin. Le Drac draine aussi partiellement un massif cristallin externe, le massif des Ecrins, tandis que la Drôme, à l'aval, traverse l'avant pays molassique oligo-miocène (Fig. 25).

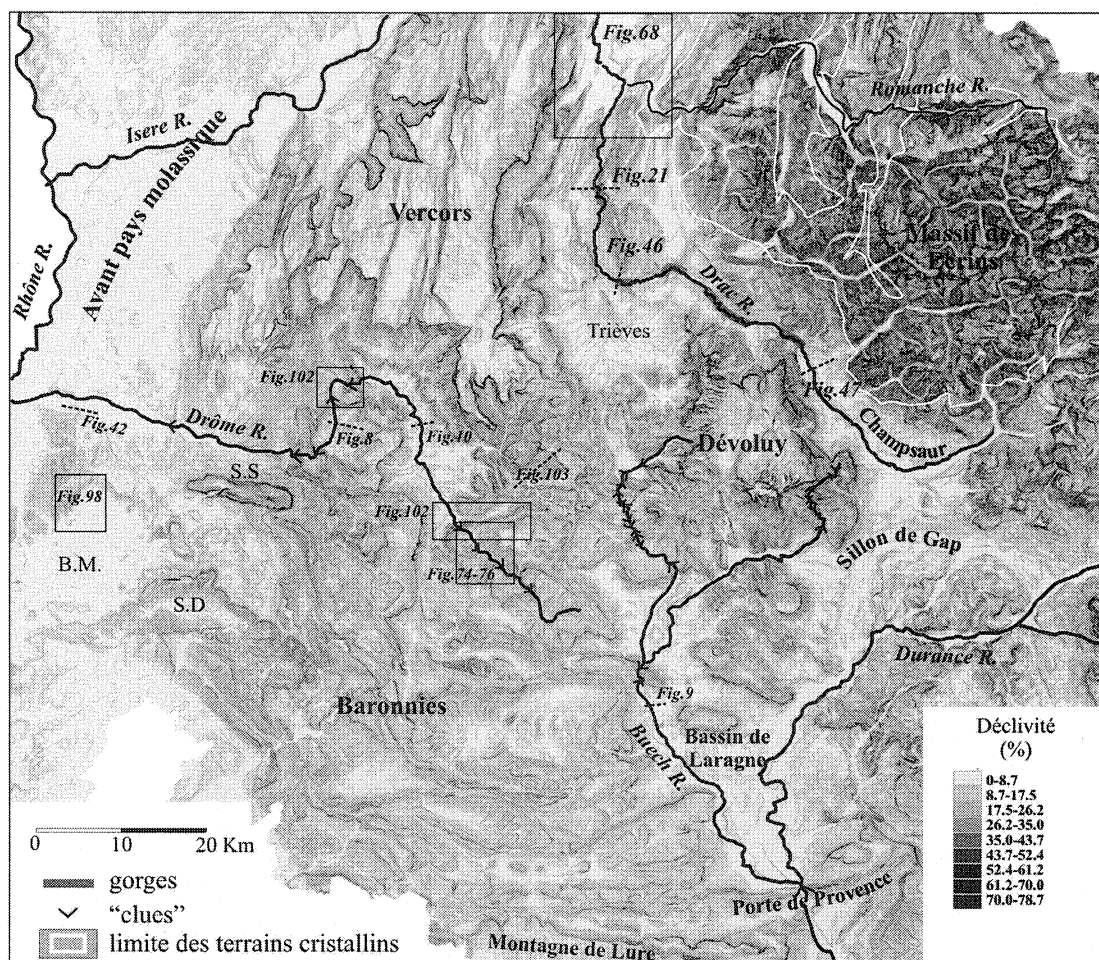


FIGURE 24— Déclivité des pentes dans les ADM et localisation des coupes et cartes de détail.

Remarquer les abrupts limitant les massifs du Vercors et du Dévoluy, le cloisonnement des Baronnies et les vallées glaciaires escarpées caractéristiques des zones de socle. BM : bassin de Montélimar ; SD : synclinal de Dieulefit ; SS : synclinal de Saou.

2.2.1— Socle cristallin et Lias

Le Massif Cristallin Externe des Ecrins occupe la partie orientale du bassin du Drac. Il est constitué d'un socle de granites hercyniens intrusifs dans un "cortex" gneissique et leptyno-amphibolitique cambro-ordovicien recouvert de Carbonifère tectonisé. La couverture sédimentaire méso-cénozoïque est décollée sur les niveaux triasiques évaporitiques sus-jacents (gypses et cargneules).

La sédimentation se poursuit au Lias par le dépôt d'une série syntectonique contemporaine de l'ouverture de l'océan téthysien ligure. Le socle hercynien est découpé par des accidents de socle N-S et NE-SW qui délimitent des blocs basculés. Les dépôts synrifts présentent d'importants changements de faciès latéraux. Le socle est repris pendant le cycle alpin en grands plis et chevauchements. Le cristallin est exhumé une première fois à l'Eocène à l'Est et au Sud du Massif des Ecrins, puis enseveli sous les dépôts détritiques du bassin flexural alpin éocène et partiellement recouvert par des nappes des Alpes Internes (Nappes des flyschs à helminthoïdes) qui affleurent

dans le sud du bassin du Drac (Champsaur). Il est exhumé une seconde fois au Miocène terminal.

2.2.2— Couverture subalpine supraliasique

Les bassins versants de la Drôme et du Buëch drainent exclusivement des terrains de la couverture sédimentaire. L'érosion n'y a nulle part atteint des niveaux inférieurs au Dogger. La lithologie a une grande influence sur la morphologie des vallées et sur les formes directement produites par les rivières (cf. Ch. 6.1.5).

En dépit des changements de faciès latéraux, on peut diviser grossièrement la série sédimentaire comme suit (Table 31 et Fig. 81) :

- une formation marneuse très puissante se dépose au Jurassique Moyen-Supérieur (j2-j4) : les Terres Noires. Sa surface est localement totalement dénudée et ravinée (*badlands*), mais souvent enfouie sous les produits de démantèlement des corniches calcaires environnantes.
- le Jurassique Supérieur (j5-j9), carbonaté, intensément slumpé et autobréchifié (" Séquanien, Rauracien,

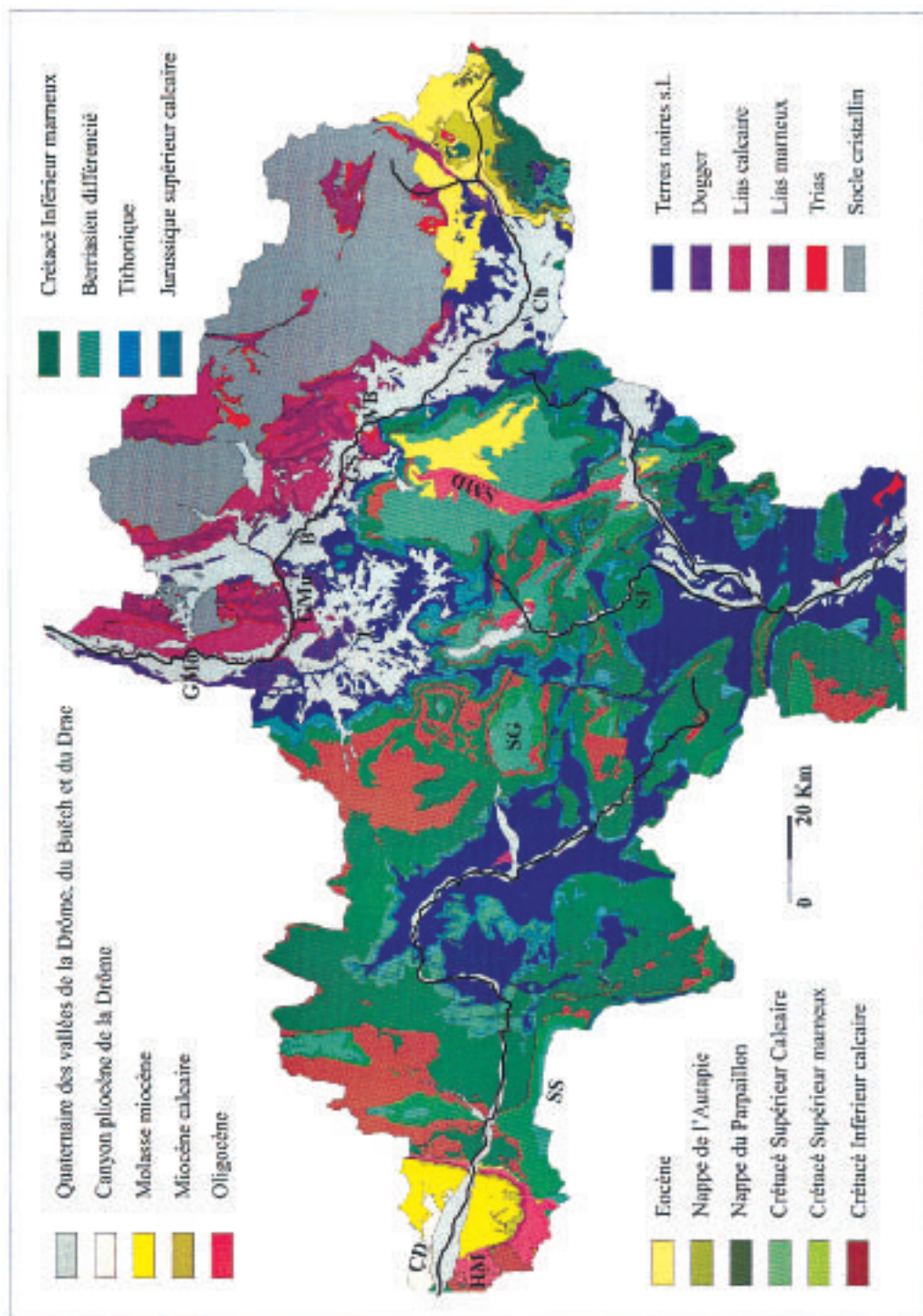


FIGURE 25- Formations à l'affleurement dans les bassins du Drac, du Buëch et de la Drôme. Abréviations : CD : canyon messinien de la Drôme ; SS : synclinal de Saou ; SG : synclinal des Gâs ; SMD : synclinal médian du Dévoluy ; SF : synclinal de la Faurie ; VB : verrou de Beaufin ; Ch : Champsaur ; GS : gorges du Sautet ; B : Beaumont ; Gmo : gorges de la Mure ; Gmo : gorges de Monteynard ; T : Trièves.



FIGURE 26- Relations entre la structure des terrains et leur répartition à l'affleurement dans les bassins drainés par la Drôme, le Drac et le Buëch. Nature des formations géologiques en gris; cf. Fig. 25. Abréviations : M-S : Mérimod-Saillans ; MC-D : la Motte Chalacon-Die ; CC-CG : col de Chabre-col de Grimone ; AMD : Accident Médian du Dévoluy ; HM : Horst de Marsanne ; FS : Front Subalpin ; DLM : Dôme de la Mure ; NP : Nappe du Parpaillon ; NA : Nappe de l'Autapie. D'après Gidon *et al.* [1971] ; Gidon *et al.* [1991] ; Arnaud *et al.* [1994] ; Sue *et al.* [1997] ; Vessilier [2001].

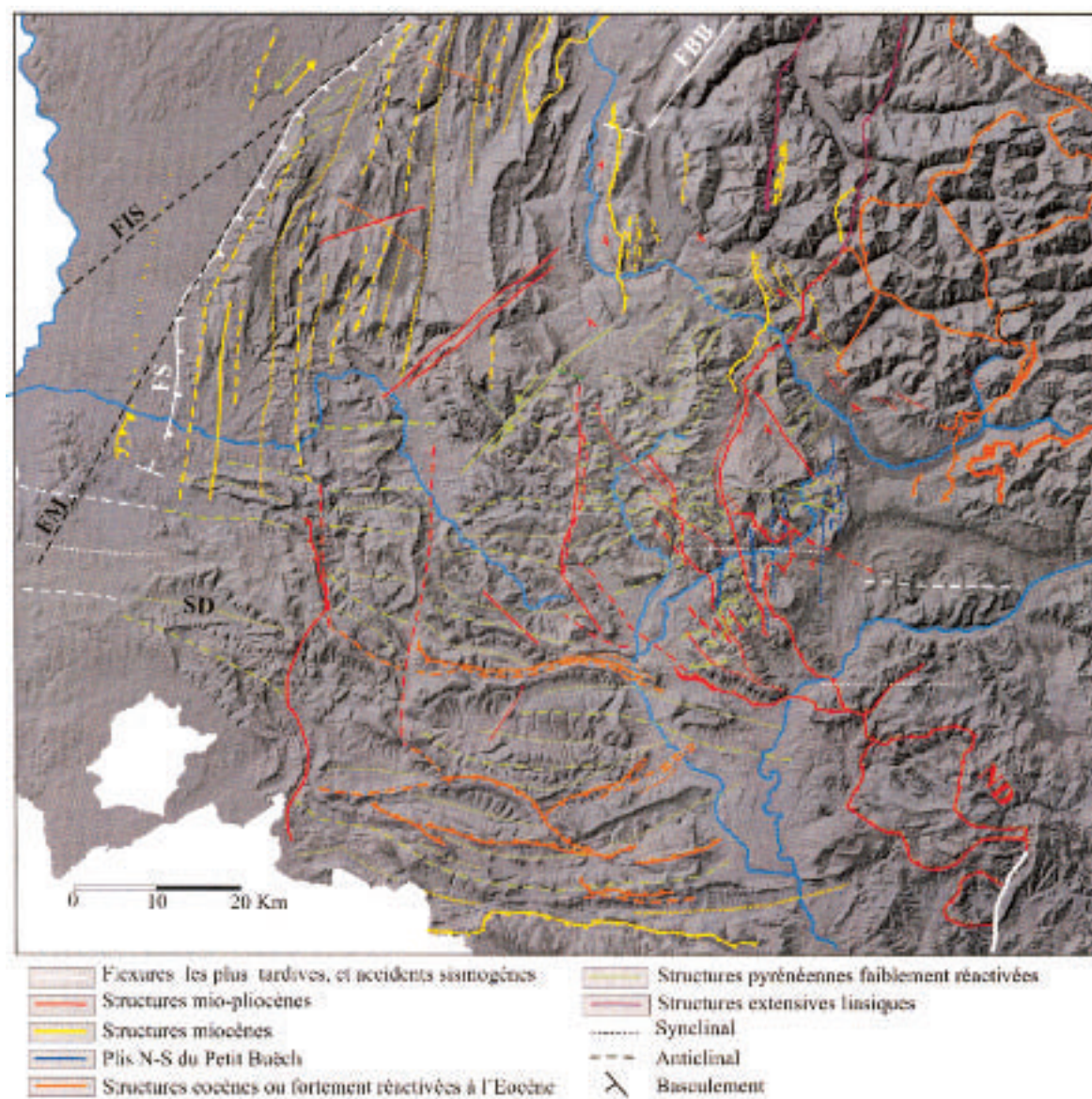


FIGURE 27– Relations entre la structure et le relief des ADM. Structure d'après Gidon *et al.* [1971] ; Gidon *et al.* [1991] ; Arnaud *et al.* [1994] ; Sue *et al.* [1997] ; Vessilier [2001]. Abréviations : FS : Front subalpin ; ND : Nappe de Digne ; FI : Faille de l'Isère-Cévennes ; FM : Faille de Marsanne ; FBB : Faille des collines Bordière de Belledonne ; SD : synclinal de Dieulefit.

Tithonique "). La corniche calcaire tithonique est omniprésente dans les bassins de la Drôme, du Buëch et dans l'ensemble des Baronnies.

- du Berriasien à l'Hauterivien (n1-n2) se dépose une série calcaréo-marneuse qui laisse dans le relief des bassins moins marqués que ceux des Terres Noires.

- du Barrémien à l'Albien (n4-n5) une puissante plateforme carbonatée s'édifie à l'emplacement du Vercors (faciès Urgonien). Au sud du Vercors, cette plateforme se prolonge par un bassin dans lequel les faciès deviennent plus marneux, tout en restant très variables. Le relief ac-

tuel reflète cette paléogéographie, puisque le Plateau du Vercors s'est individualisé par érosion différentielle des faciès urgoniens et des faciès de bassin. Les calcaires du bassin sont, quand ils sont épais, de grands pourvoyeurs de clastes, mais n'ont pas la résistance des calcaires urgoniens.

- les Marnes Bleues de l'Aptien (n6-c1) ont une signature morphologique assez semblable aux Terres Noires mais une puissance moindre. Leur présence à l'affleurement est résiduelle, du fait de la disparition quasi complète des termes supérieurs de la couverture sous l'effet de l'érosion.

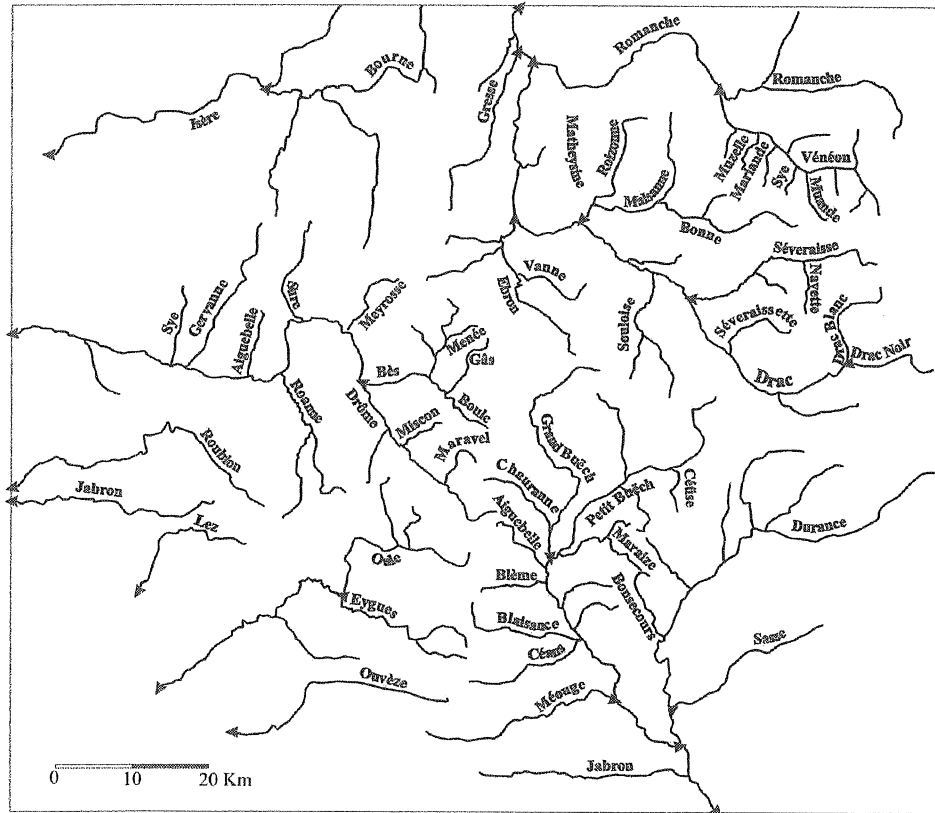


FIGURE 28– Principales rivières des ADM et drains mineurs cités dans le texte.

- A partir du Crétacé Supérieur, la sédimentation s'accompagne de déformations. Les dépôts présentent des variations de faciès et d'épaisseur plus importantes, et leur extension est plus réduite, par érosion ou absence de dépôt. Au Crétacé Supérieur (phase " pyrénéenne ") des calcaires détritiques sédimentent sur de grandes épaisseurs dans le cœur des synclinaux en formation (par ex. Turonien-Santonien des synclinaux des Gâs et de Saou, Fig. 25). Plus à l'Est, dans le Massif du Dévoluy, entre les Buëchs et le Drac, des anticlinaux E-W pyrénéens sont érodés jusqu'aux Terres Noires puis recouverts par une série calcaire puissante, campano-maestrichtienne. Des dépôts éocènes et oligocènes détritiques marins et continentaux sont conservés essentiellement au cœur de ces synclinaux de calcaires sénoniens.

- Au Miocène, le bassin flexural migre vers la vallée du Rhône. Il n'existe pas de témoins de son passage à travers le bassin de la Drôme, ni dans les Baronnies. Les dépôts miocènes (molasses) sont conservés au-delà du front de déformation fini-miocène (Front Subalpin). Ils ont une puissance de plusieurs centaines de mètres sur le tracé de la Drôme, et sont constitués de sables, grès et conglomérats, marins et continentaux.

- Des dépôts pliocènes épais affleurent sur le versant septentrional de la Drôme dans l'avant-pays molassique (Fig. 25). Ils comblent un canyon profond creusé par la Drôme au Messinien. Au cours de la crise de salinité messinienne, le niveau de la Méditerranée chute de deux mille mètres [Clauzon *et al.*, 1995]. Le réseau

hydrographique périméditerranéen s'enfonce alors dans de profonds canyons. Le Rhône et ses affluents éventrent leurs cônes de déjection du piémont alpin. Au début du Pliocène, la crise s'achève, le niveau marin remonte, les canyons deviennent des rias qui sont rapidement comblées. Le réseau hydrographique s'enfonce ensuite de nouveau lorsque les dépôts du piémont se soulèvent au Pliocène. Les plis E-W crétacés à éocènes contrôlent la topographie actuelle des Baronnies, des bassins de la Drôme et du Buëch. Les structures les plus récentes se sont formées au Miocène Supérieur, lorsque le front de la chaîne alpine s'est propagé dans l'avant pays molassique. La couverture du socle se décolle alors sur les évaporites triasiques, se plisse et s'écaille, donnant naissance aux massifs subalpins septentrionaux. Dans le Vercors, les plis ont une orientation méridienne. Le massif est charrié vers l'Ouest sur le bassin molassique (Front Subalpin). Dans les Baronnies, trois couloirs de décrochements N-S sénestres déforment les structures E-W (accidents de Mérindol-Saillans, de la Motte-Chalancon-Die, du Col de Grimone-Col de Cabre). Ils affectent le socle, et surélèvent leurs compartiments orientaux. La ligne de partage entre les eaux du Buëch et de la Drôme (Fig. 23) est calquée sur le plus oriental de ces décrochements (Fig. 27). D'autres accidents de socle perturbent les structures de la couverture plus à l'Est dans le bassin du Buëch. Le plus remarquable est l'Accident Médian du Dévoluy. Il se poursuit dans le bassin du Petit Buëch par des plis NW-SE qui prolongent au nord les chevauchements mio-pliocènes de la Nappe de Digne.

2.3– Structure et réseau hydrographique

2.3.1– Implantation du Drac

Le Drac naît de la confluence de deux torrents de tailles comparables au sein du Pelvoux (Fig. 28). Le Drac de Champoléon se dirige vers la bordure sud du Massif cristallin où il conflue avec le Drac Noir. En première approximation, le bombement du Pelvoux est responsable de la disposition centroclinale des couches de la couverture autour du cœur cristallin (Fig. 26). La vallée du Drac dessine autour de ce même cristallin une gouttière orthoclinale, guidée par les formations marneuses jurassiques, Terres Noires et Lias schisteux. Il collecte au passage les rivières puissantes qui drainent le tombant occidental du Massif des Ecrins (Séveraissette, Séveraisse, Bonne et Romanche, Fig. 28).

Le cours s'encaisse à la faveur de structures transverses dans les formations liasiques résistantes (gorges du Sautet : Fig. 32a, de la Mure et de Monteynard : Fig. 32c), et atteint des micaschistes hercyniens au niveau d'une importante remontée du socle ("verrou de Beaufin"). Il traverse également par deux fois la ride calcaire du Dogger (Gorges de La Mure), qui sépare les sillons de Terres Noires (Champsaur, Beaumont et Trièves) du sillon des "schistes" liasiques (lac de Monteynard). Des structures transverses compliquent dans le détail la structure : se sont, le long des segments N-S, les plis "pyrénéens" E-W, et des plis "alpins" N-S le long des segments E-W (Fig. 26 et 27).

Les rivières installées à l'Ouest du Drac drainent une zone plus étroite que la partie du bassin située en rive droite du Drac. La structure du bassin en rive gauche est monoclinale, elle implique des niveaux plus élevés de la couverture sédimentaire, du Jurassique Supérieur à l'Urgonien (Vercors) et au Campano-Maestrichtien (Dévoluy). Les drains se réunissent en grands collecteurs (Ebron, Gresse, Fig. 28) au passage des cuestas calcaires du Dogger et du Tithonique (Kimméridgien). Les eaux du plateau calcaire du Vercors ne sont pas drainées vers le Drac, contrairement au Dévoluy dont le drain principal, la Souloise, se jette dans le Drac (Fig. 28).

2.3.2– Implantation de la Drôme et du Buëch

La lithologie et la structure de la couverture commandent l'organisation des drains de faible puissance (rivières de quelques kilomètres à dizaines de kilomètres). L'adaptation à la structure de ces petits drains doit être un phénomène assez dynamique étant donné que la disposition spatiale des unités lithologiques évolue assez rapidement tandis que le réseau s'enfoncé. Cela est visible en de nombreuses localités du Buëch et de la Drôme, où des captures récentes ou imminentes sont observables (Fig. 29 et Ch. 6.4).

En revanche, les drains principaux sont, sur la Drôme comme sur le Buëch, généralement indifférents au grain structural dominant (Fig. 28). Quelques exemples de cette inadaptation sont :

- le Grand Buëch traverse de part en part un train dense de plis E-W antécampariens,

- le Petit Buëch les plis NW-SE post-oligocènes et les accidents N-S ;

- le Buëch aval les plis E-W pincés des Baronnies (clues de Serres, Montrond...).

- la Drôme serpente à travers des dômes et cuvettes d'interférence entre les plis N-S du Vercors et les plis E-W des Baronnies. Elle recoupe à huit reprises le tithonique en des gorges étroites et courtes (des "clues", Fig. 24). Elle s'est ménagé une vallée large au cœur des dômes de Terres Noires jurassiques et des cuvettes marno-calcaires du Crétacé Inférieur.

L'inadaptation des drains est expliquée suivant deux conceptions opposées. Le réseau peut être considéré comme insensible à la structure, installé à travers celle-ci par antécédence ou surimposition [Blanchard, 1945 ; Masseport, 1958], ou au contraire comme très sensible aux sollicitations tectoniques, auquel cas il serait contrôlé par des structures tectoniques récentes qui n'ont pas encore d'expression structurale évidente [comme la vallée de l'Arc, Alpes Internes, Ménard *et al.*, 1993].

2.4– Néotectonique

2.4.1– Etat des connaissances

La tectonique récente est encore moins connue dans les ADM que dans le reste des Alpes. La région est faiblement sismique (Fig. 30), les mouvements récents n'ont pas laissé de traces évidentes dans la morphologie ni de structures notables dans les formations quaternaires.

Quelques accidents majeurs, sismiques ou potentiellement actifs, on fait l'objet d'investigations spécifiques, notamment la Faille de l'Isère-Cévennes, et un linéament sismique décrochant dans le massif de Belledonne.

La sismicité augmente dans le Nord-Est de la région : un linéament sismique décrochant a été mis en évidence dans le massif cristallin externe de Belledonne sous les "Collines Bordières" [Paul *et al.*, 2001]. Il vient recouper le Drac dans la région de St Georges de Commiers. De là, une ébauche de linéament semble suivre la vallée du Drac vers le Sud jusqu'au barrage de Monteynard (4, Fig. 29).

La faille de l'Isère-Cévennes est un accident de socle majeur, NE-SW, qui joue en faille normale au Lias, en décrochement senestre au Crétacé Supérieur [Arnaud *et al.*, 1995], puis dextre au Miocène au moins au niveau de la couverture sédimentaire [Philippe *et al.*, 1998]. La faille des Cévennes aurait une activité au Quaternaire [par ex. Bishop et Bousquet, 1989]. A St Etienne de Crossey, au front de la Chartreuse (8, Fig. 29), à l'aplomb de la ligne de faille, un cône deltaïque torrentiel würmien, édifié dans un lac juxtaglaciaire du glacier de l'Isère, est intensément faillé [Gidon, 1961 ; Delaunay et Rampnoux, 1981]. Les structures observées pourraient cependant avoir été produites par des mouvements du glacier de l'Isère [glaciotectonique, Mandier, 1988 ; Ghafiri *et al.*, 1993]. La faille traverse le bassin molassique miocène au nord de la Drôme mais ne semble pas affecter la molasse.

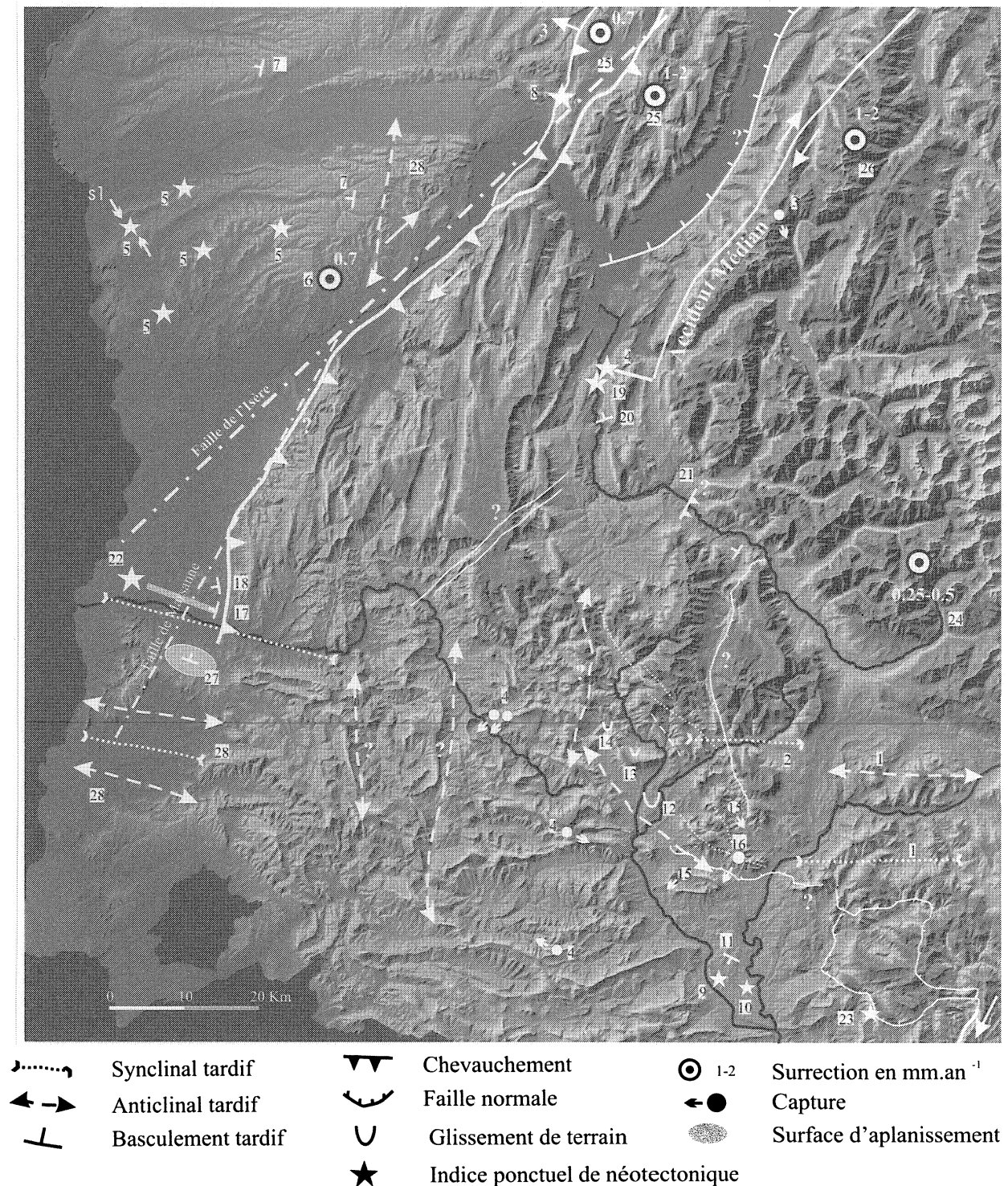


FIGURE 29— Activité tectonique récente dans les ADM : indices néotectoniques, structures tectoniques potentiellement actives, et perturbations du réseau hydrographique.

1 : Vessilier [2001] ; 2-4, 10-15, 17-22 : observations personnelles ; 5 : Bles et Gros [1991] ; 6 : Terrier et Lenotre [1989] ; 7 : Bonnet et Bornand [1970] ; 8 : Gidon [1961] ; Delauney *et al.* [1981] ; 9-10 : Tiercelin [1974] ; 16 : Goguel [1954] ; 23 : Hippolyte et Dumont [2000] ; 24 : Seward *et al.* [1999] ; 25 : Jouanne *et al.* [1998] ; 26 : Darmendrail [1994] ; 27 : Masseport [1958] ; 28 : Mandier [1984].

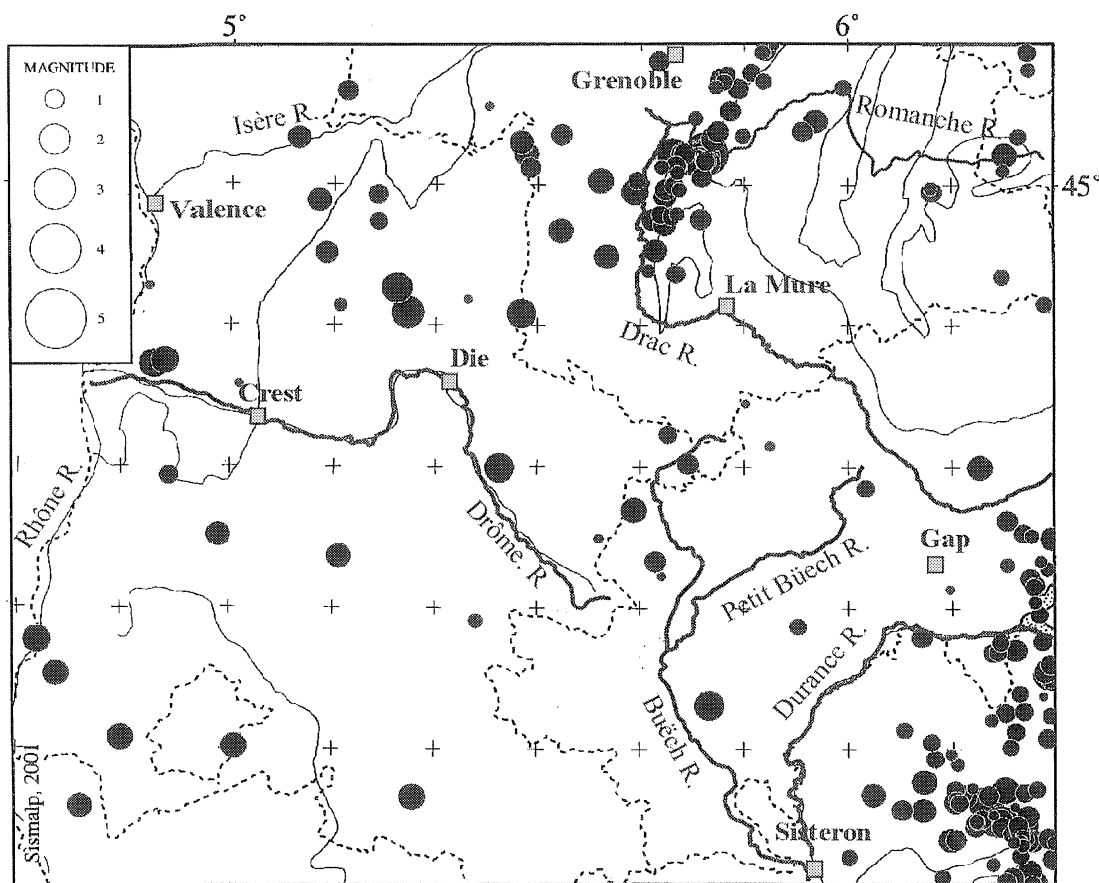
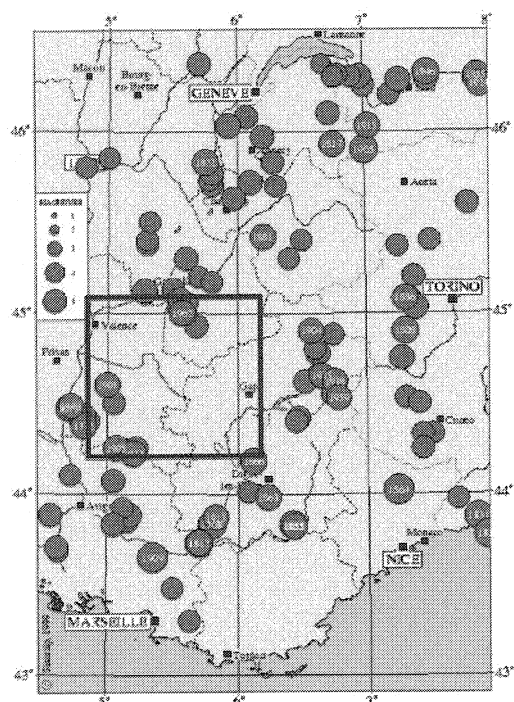


FIGURE 30—A. Sismicité instrumentale sur la période 1989-2000, données du réseau SISMALP Laboratoire de Grenoble, aimablement fournies par F. Thouvenot, LGIT.

B. Sismicité historique alpine et localisation de la zone d'étude. Données SISMALP.



Dans l'avant-pays molassique, les sédiments miocènes ont enregistré les effets de la compression E-W miocène. Les terrains pliocènes du canyon messinien de l'Isère portent les traces d'une déformation fragile extensive et décrochante assez ténue, sous régime compressif NNW-SSE récent, conforme au champ de contrainte connu à la périphérie des Alpes [Blès et Gros, 1991 ; 5, Fig. 29]. La discordance des champs de déformation entre l'avant-pays et les nappes de charriages subalpines après le Miocène a été aussi constatée dans les Alpes du Sud [Ritz, 1992] et dans les forages du bassin molassique suisse [Becker *et al.*, 1984].

Des fragments des surfaces des cônes anté-messinien et pliocènes de l'Isère et du Rhône sont conservés dans le Bas Dauphiné (Plateaux de Bonnevaux et de Chambaran). Ces surfaces ainsi que les nombreux niveaux de terrasses emboîtés en contrebas, sont disposés en éventail [Bonnet et Bornand, 1970]. Le bassin d'avant-pays, exondé tectoniquement à la fin du Miocène, serait donc en cours de basculement vers l'ouest (7, Fig. 29). Cela paraît confirmé, dans le Bas Dauphiné, à l'approche du Vercors, par une augmentation de la surrection d'après les comparaisons de nivellements [Terrier et Lenôtre, 1989 ; 6, Fig. 29].

2.4.2– Observations personnelles

La phase d'exploration et de prélèvement des terrasses a pu être mise à profit pour rechercher les indices de déformation éventuels dans les sédiments quaternaires et pour étudier sur le terrain des indices morphologiques d'activité récente décelés sur les cartes géologiques et topographiques.

Les alluvions les plus anciennes du bassin du Buëch forment des plateaux rabotés par les glaciers près de sa confluence avec la Durance. Le plus ancien de ces plateaux, le poudingue de Mison (9, Fig. 29), contient des galets impressionnés [Tiercelin, 1974]. La glaci-tectonique a été assez active sous le glacier de la Durance, comme en témoignent les déformations nombreuses dans les niveaux plus récents [Tiercelin, 1974 ; 10, Fig. 29].

Les terrasses du niveau T4 (11, Fig. 29 et 39) présentent des surfaces encore planes, quoique remaniées dans le détail par l'érosion glaciaire. Si ces surfaces sont des plans originels de dépôts, leur forte déclivité ne peut s'expliquer que par une aggradation de type proglaciaire (*cf.* Ch. 4.3) ou par un basculement tectonique.

La projection des profils longitudinaux des niveaux de terrasses T1, T2 et T3 (Fig. 39) fait apparaître au milieu du niveau T3 une déformation (plateau des Blaches) qui ne se retrouve pas sur les niveaux T1 et T2. Or, si cette déformation plicative est continue, les niveaux T2 et T1 devraient être déformés homothétiquement. Cette déformation est due au glissement gravitaire du flanc sud (Mias) du plateau des Blaches.

Les surfaces structurales des synclinaux de la Faurie (13, Fig. 29) et de Creyers (14, Fig. 29) sont parcourues par des escarpements rectilignes à regard aval ou amont, organisés en réseaux entrecroisés. Sur le terrain, on constate que ces escarpements sont guidés par des bancs dont le pendage est plus fort que le pendage général de la surface structurale. On peut observer ces structures en coupe à leur intersection avec la corniche tithonique. Ils manifestent sur la surface structurale l'existence de petits plis en genou dans les bancs calcaires de place en place dysharmoniques sur les niveaux calcaro-marneux sous-jacents. De vastes glissements affectent les niveaux qui surmontent le Tithonique, mais ils ne sont cartographiés qu'au bas des versants. Les plis présents dans le Tithonique entravent la propagation de ces grands glissements bancs sur bancs, donnant ainsi aux niches d'arrachements et aux masses glissées des contours rectilignes. Ces vastes instabilités de versant ne sont pas, au moins directement, les manifestations d'une tectonique active.

Par ailleurs, de nombreuses captures récentes ou imminentes sont observables dans la zone comprise entre le Petit Buëch et la Durance (15, Fig. 29). Une capture s'est produite entre les XIX^e et XX^e siècles sur la montagne d'Aujourd [Goguel, 1954 ; 16, Fig. 29]. Ces réorganisations ne sont pas nécessairement des réajustements d'origine tectonique : elle peuvent résulter simplement de l'adaptation permanente du réseau à la structure (*cf.* Ch. 6).

En dehors des cryoturbations, il n'y a pas de déformations décelables dans les alluvions drômoises. Les seuls

indices de mise sous contrainte sont des galets fracturés dans la Très Haute Terrasse (THT, *cf.* § 3.3). Ces galets se rencontrent dans des niveaux dont la matrice a disparu par illuviation (22, Fig. 29 et 41).

Le profil en long des THT fait apparaître en revanche une déformation tectonique indubitable : il se redresse en crochon à l'approche du Front Subalpin (17, Fig. 29, 41 et 73), ce qui démontre que ce front a fonctionné depuis la mise en place des terrasses, datée par Mandier [1984] de la période günzienne (0.8-1.2 Ma).

Le canyon messinien de la Drôme disparaît en franchissant le front subalpin. Le plancher du canyon remonte de plus de 500 mètres entre le Rhône et le Vercors, avec un redressement plus fort en amont qu'en aval (Fig. 73). Cette coïncidence des géométries du canyon et du profil des THT est un argument fort pour une origine tectonique à ce redressement (18, Fig. 29).

Les déformations sont rares au sein des alluvions dracoises. La plupart sont attribuables à de la glaci-tectonique (par exemple : faille inverse dans la terrasse de kame des Chabous, 19, Fig. 29).

Les profils longitudinaux des Hautes Terrasses ne laissent pas non plus apparaître de décalages à grande échelle. La projection des bancs conglomératiques interstratifiés dans la série de remplissage fluvio-lacustre du Beaumont fait apparaître un décalage de plusieurs dizaines de mètres de ces niveaux entre Cordéac et la Salle-en-Beaumont d'après la carte géologique au 1: 50 000 de la Mure (20, Fig. 29). Les conditions d'affleurement rendent difficiles les investigations dans cette zone.

Le gradient du paléothalweg du Drac de Monteynard [alluvions A1, Montjuvent, 1973] est 6 fois celui du Drac actuel (21, Fig. 29). Reste à déterminer si le paléothalweg a été basculé vers le nord ou bien si cette pente est originelle. Le profil observé peut être en effet celui d'un cours postglaciaire très immature, fossilisé par un retour précoce des glaciers et le déclenchement d'un nouveau cycle de comblement.

En conclusion, les déformations observées dans la région intramontagneuse sont rares. Qu'elles proviennent d'observations anciennes ou nouvelles, aucune ne peut être mise en relation avec certitude avec des déformations profondes, à l'exception, cependant, de la déformation du niveau des Très Hautes Terrasses de la Drôme à l'approche du Front Subalpin.

2.5– Héritage glaciaire

La reconstitution des étendues glaciaires a été l'objet de très nombreux travaux. Les reconstitutions sont fiables le long d'un même appareil glaciaire. Les corrélations entre appareils glaciaires, bien que parfois bien contraintes [par ex. Drac-Durance, Gidon et Montjuvent, 1969], restent généralement assez spéculatives. C'est pourquoi les stades glaciaires définis ici ou là conservent par prudence une valeur locale. Comme les corrélations géométriques n'apportent pas de solutions définitives, des efforts considérables ont été faits pour obtenir des âges absolus sur les moraines alpines [Schoeneich, 1998 ; Evin 2000]. De nombreux stades ont des âges au-delà de la portée temporelle de la méthode ¹⁴C.

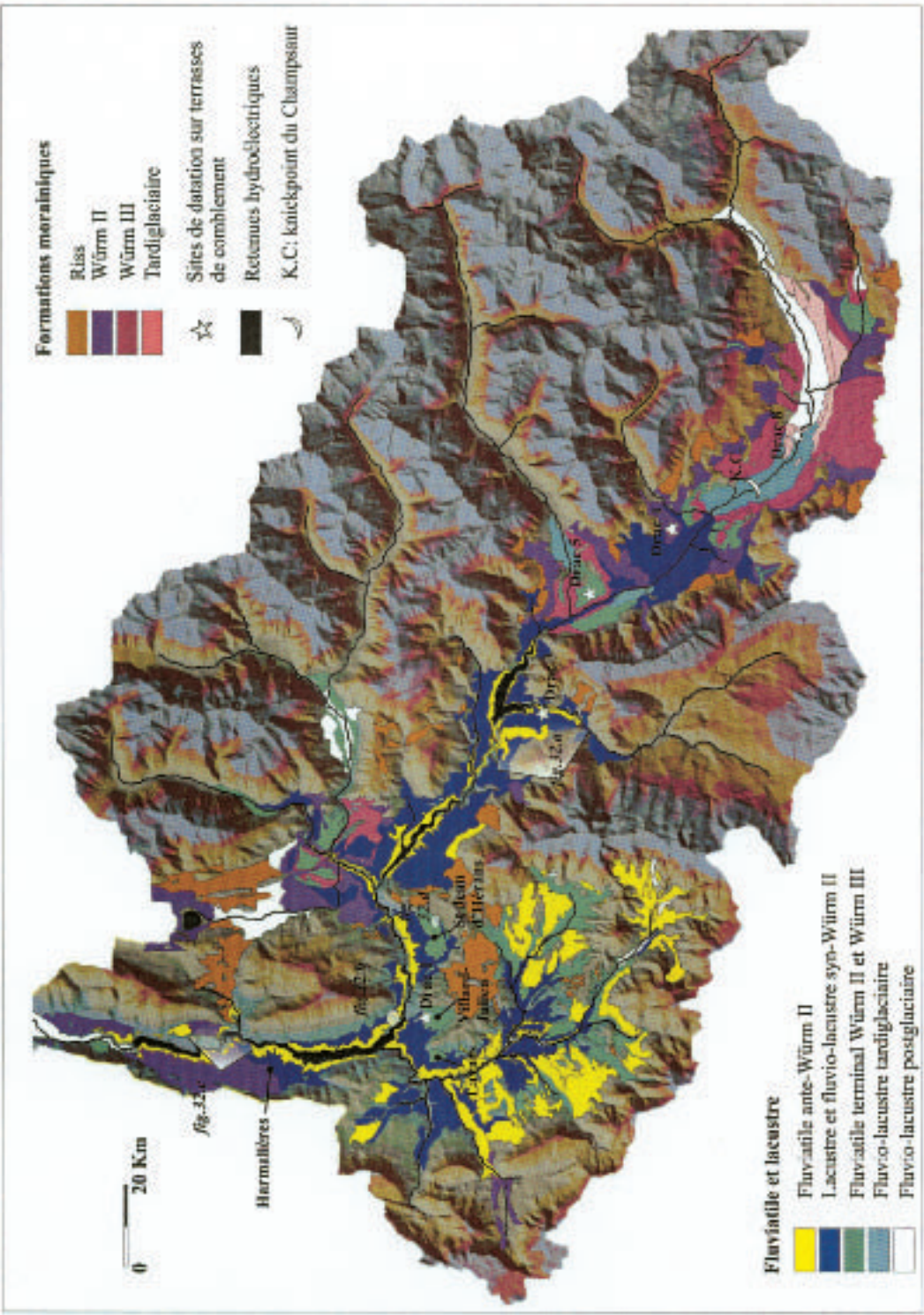


FIGURE 31- Carte des formations quaternaires de la vallée du Drac. Modifié d'après les cartes géologiques 1 : 50 000 de Gap, St Bonnet, Mens, La Mure et la Chapelle-en-Vercors.

Le développement de la datation par âge d'exposition étant encore récent, seuls quelques surfaces alpines ont été datées à ce jour par les cosmonucléides [Ivy-Ochs, 1996 ; Ivy-Ochs *et al.*, 1996].

Par défaut, et depuis longtemps, les terrasses fluvio-glaciaires et les moraines anciennes ont été rattachées à l'une ou l'autre des glaciations alpines définies par Penck et Bruckner [1901/1909]. Les corrélations à travers l'arc alpin sont effectuées en considérant que l'extension relative des glaciers est synchrone d'une vallée à l'autre, et utilise quelques éléments de datation relative : succession des arcs morainiques, état d'altération et de développement des sols, etc. La chronologie présentée ici a donc une valeur essentiellement relative.

Le degré d'englacement des bassins versant du Drac, du Buëch et de la Drôme est fonction de la production de glace dans ces bassins et des échanges possibles avec les bassins adjacents.

En première approximation, la production d'un bassin dépend de l'altitude de la ligne d'équilibre des glaciers (*Equilibrium Line Altitude* ou ELA), elle-même fonction de la répartition des altitudes dans le bassin versant, des températures et des précipitations [Montjuvent, 1978 ; Meigs et Sauber, 2000]. Les échanges de glace entre bassins dépendent de l'élévation des cols par rapport à la surface des glaciers.

2.5.1– Bassin de la Drôme

L'altitude moyenne du bassin de la Drôme est de 786 m. Moins de 4 % du relief dépasse l'altitude 1600 m. Aucun glacier autochtone important n'y a laissé de traces, et aucun glacier diffluent ne s'y déverse. Les cols les plus bas de son pourtour communiquent avec des bassins versants dépourvus de glaciers (Grand Buëch, Baronnies), et, par ailleurs, le Vercors empêche le déversement des glaces du bassin du Drac dans le bassin du Buëch. Le Vercors ne constitue pas non plus un réservoir de glace important, quelle que soit la glaciation considérée (Fig.13 et 19). La dynamique fluviale de la Drôme est donc soumise aux seules fluctuations climatiques périglaciaire-interglaciaire.

2.5.2– Bassin des Buëchs

Le bassin versant des Buëchs est un peu plus élevé (altitude moyenne : 1067 m). Des glaciers autochtones (glaciers du Béoux, de la Jarjatte, etc.) proviennent du Dévoluy où se concentrent la plus grande partie des 7% de relief qui dépassent l'altitude 1600 m. Ces glaciers locaux n'atteignent pas les vallées principales. Les vallées du Petit et du Grand Buëch sont par contre envahies par des langues glaciaires alimentées par les bassins de la Durance et du Drac. Sur la base des études existantes [Montjuvent, 1978 ; Tiercelin, 1974 ; Rosique, 1996], on peut définir un schéma d'englacement caractéristique qui se répète plus ou moins complètement à chaque avancée glaciaire. Il est jalonné par des changements majeurs (apparition des difffluences et des obturations).

Par ordre d'occupation glaciaire croissante, se produisent les événements suivants (Fig.19) :

-1° : Difffluence de la branche nord du glacier de la Durance (sillon de Gap) par le Col de la Freissinouse, à 976 m d'altitude actuellement. Ce stade est atteint à chaque stade froid majeur, plusieurs fois par glaciation. Les eaux de fonte de la langue difffluente et des eaux marginales du glacier de la Durance s'écoulent alors par la vallée du Petit Buëch.

-2° : Obturation de la basse vallée du Buëch par le lobe frontal du glacier de la Durance. Ce stade a été atteint par des glaciers d'âge Riss et Mindel. La vallée du Petit Buëch conserve des dépôts glacio-lacustres qui témoignent de cette obturation.

-3° : Difffluence d'un vaste champ de glace qui occupe la cuvette du Trièves (bassin du Drac) par le col de la Croix-Haute, à 1176 m d'altitude actuellement (stade atteint au Riss). Les eaux de fonte sont évacuées par le Grand Buëch.

Les difffluences ont une incidence multifactorielle sur la dynamique alluviale des Buëchs. Les injections de glace et de till modifient le débit, le régime et la charge des rivières qui reçoivent les eaux de fonte. Les obturations glaciaires diminuent la pente et le dynamisme des écoulements, provoquant le dépôt de la charge sur des épaisseurs importantes. Les faciès sédimentaires des dépôts d'obturation dépendent de l'espace disponible, et vont du fluvial franc au lacustre. Dans la zone d'emprise des glaces, les écoulements glaciaires remodelent les profils en long des vallées qu'ils occupent.

2.5.3– Bassin du Drac

La production interne de glace est plus importante dans le bassin du Drac que dans les bassins précédents. Son altitude moyenne est de 1487 m, 39% du relief dépasse 1600 m. Des glaciers de vallée importants s'écoulent du Massif des Ecrins (Drac, Séveraissette, Séveraisse, Bonne). Certains sont responsables d'obturations du cours du Drac (Séveraisse, Bonne). D'autres glaciers, plus réduits, sont produits par le Dévoluy (Souloise) et sous les falaises du Vercors (Donnières, Gresse...).

Ce sont pourtant les difffluences, en provenance des bassins de la Romanche, de l'Isère et de la Durance qui modifient le plus l'englacement du bassin (Fig.19).

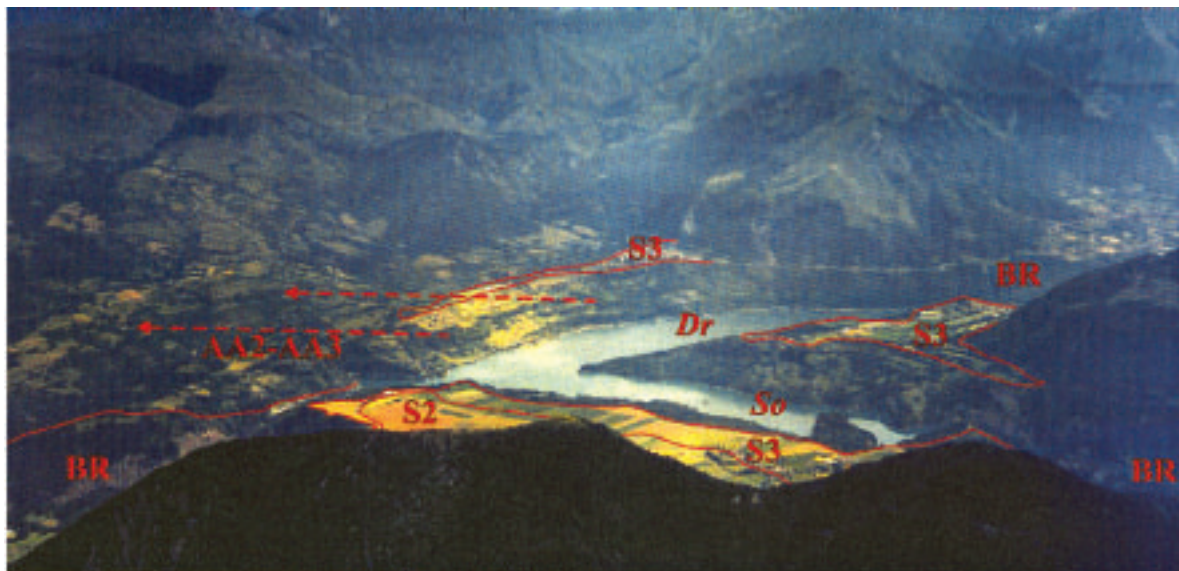
La progression de l'englacement est jalonnée par les événements suivants [Montjuvent, 1978] :

-Stade 1 : obturation de la confluence du Drac, de la Romanche et de l'Isère au niveau de l'ombilic de Grenoble par les glaciers de la Romanche et de l'Isère. Elle engendre une aggradation fluviale massive perceptible tout le long du Drac (*cf.* § 3.1 et Fig. 33).

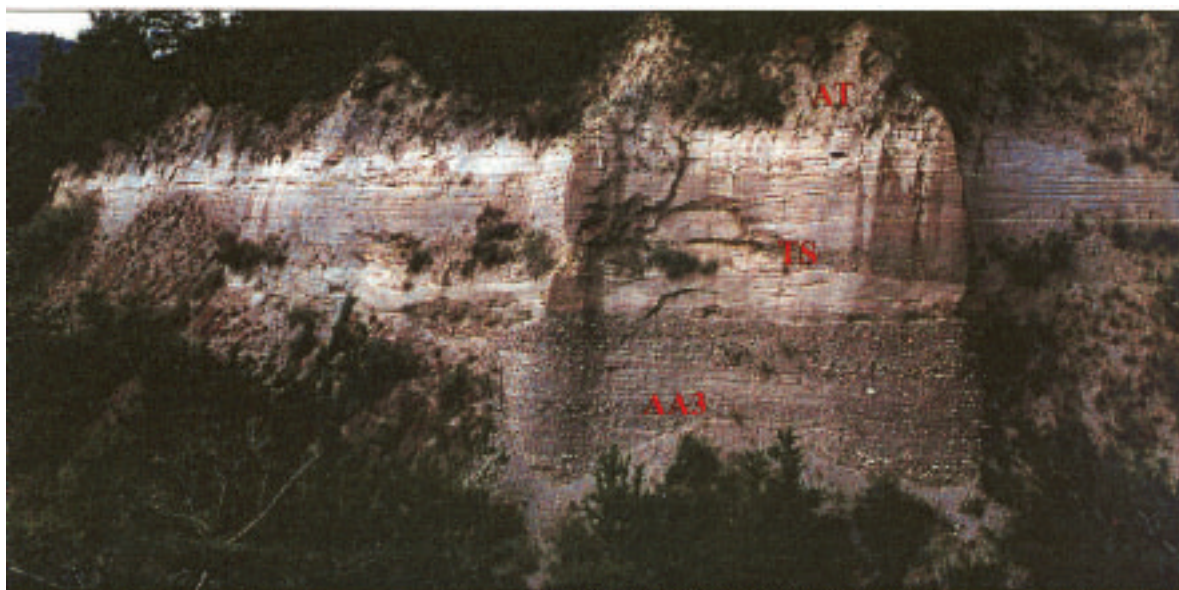
-Stade 2 : de loin le plus complexe, il a été atteint à plusieurs reprises au cours du Würm (stades Würm II et Würm III, *cf.* Ch. 5.1) :

-obturations en série de la vallée du Drac par les glaciers effluents des Ecrins ;

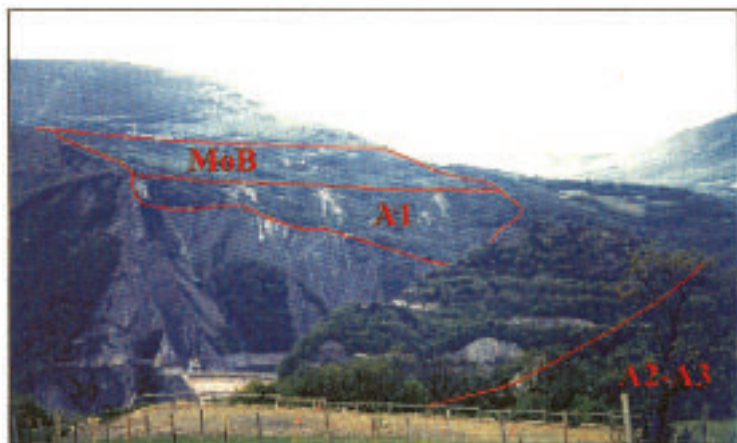
-difffluence de la branche nord du glacier de la Durance (Sillon de Gap) par le col Bayard (1248 m) vers le Drac, puis transfluence directe dans le glacier du Drac quand le glacier du Drac atteint une extension suffisante pour recueillir les glaces sous le col Bayard [Gidon *et al.*, 1969] ;



A. Lac du Sautet, Beaumont. Surfaces (S2 et S3) des comblement fluvio-lacustres (AA2, AA3) du Beaumont, incisés par les vallées postglaciaires du Drac (Dr) et la Souloise (So), présentement inondées dans la retenue hydroélectrique du Sautet. La vallée du Drac est fortement épigénique en aval du barrage, où elle traverse en gorge le bedrock liasique (BR). Flèches : écoulements épigéniques A2 et A3.



B. Comblement A3 : transition sableuse (TS) entre les alluvions fluviales de base (AA3) et les rhythmites glacio-lacustres (argiles du Trièves, AT). Falaise dominant la "Plage de Savel", rive droite du lac de retenue de Monteynard-Avignonet, Trièves.



C. Gorges épigéniques de Monteynard. Localisation : cf. Fig. 31.
MoB : moraine basale du Glacier de L'Isère. A1->A3 : alluvions des paléovallées, de la plus ancienne à la plus récente.



D. Alluvions fluviales terminales du cycle de comblement A3. Carrière de St Jean-d'Hérans, Trièves (équivalent latéral du site de datation ^{10}Be Drac1).

FIGURE 32– Milieux de dépôt et d'incision le long de la vallée du Drac.

- difffluences en série du glacier de la Romanche par les cols d'Ornon, de la Morte et par la Matheysine vers le bassin versant de la Bonne. Des comblements importants ont lieu en amont des obturations glaciaires. La vallée du Drac se présente à ce stade comme une succession ininterrompue de lacs et de barrages glaciaires. Les lacs qui se forment au-dessus d'un glacier donné peuvent inhiber le développement des glaciers situés plus en amont en les mettant en flottation. Ce phénomène conduit à une anticorrélation locale des avancées glaciaires. Ce phénomène se produit périodiquement aujourd'hui dans le fjord où vient vâler le glacier Brüggen, calotte sud de Patagonie [Williams et Ferigno, 1999].

- Stade 3 : le bassin est totalement occupé par les glaces (Riss, Fig. 39). L'écoulement de la glace est faible, et se présente comme une vaste transfluence, du glacier de la Durance vers le glacier de l'Isère [Montjuvent, 1978]. S'y ajoute des circulations de glaces annexes Romanche-Bonne-Drac-Romanche, et une difffluence Drac-Buëch par le col de la Croix-Haute.

3- L'ÉVOLUTION PLÉISTOCÈNE DU DRAC, DE LA DRÔME ET DU BUËCH ET LA FORMATION DE LEURS TERRASSES

Les contraintes structurales, néotectoniques et glaciaires présentées dans ce qui précède ont commandé l'évolution quaternaire des trois rivières qui nous intéressent. Nous proposons ici une présentation rapide des entités sédimentaires et morphologiques qui témoignent de l'activité passée de ces cours d'eau.

3.1- Le Drac : nature des dépôts et des terrasses.

Les formations quaternaires de la vallée du Drac ont un développement considérable. Leur épaisseur cumulée atteint plusieurs centaines de mètres. La géométrie très complexe des dépôts et l'imbrication quasi inextricable des faciès s'explique par la succession temporelle de cycles de comblements-incision d'amplitude pluri-hectométriques à chaque avancée glaciaire, et par la répétition spatiale des obturations glaciaires le long de la vallée du Drac.

Quelques secteurs clés, tels que le plateau de Champagnier, ou l'ombilic de la Mure, ont beaucoup retenu l'attention des quaternaristes alpins depuis la découverte des glaciations alpines. Elles sont devenues des séquences de référence. Les premières études stratigraphiques de la vallée du Drac sont anciennes [Lory, 1899]. Cependant, il faudra attendre les travaux de Montjuvent [1978], pour qu'une vision assez précise et cohérente du fonctionnement de la vallée se dégage. Ses travaux ont permis de redéfinir totalement, sur l'ensemble du Drac, la nature, la géométrie et les relations entre les corps sédimentaires.

3.1.1- Evolution quaternaire.

Aperçu de quelques formations pléistocènes

Les formations quaternaires sont très étendues dans la vallée et surtout très volumineuses (Fig. 31). Elles ont communément des épaisseurs de plusieurs centaines de mètres, jusqu'à 400 m à l'aplomb des moraines frontales des glaciers de l'Isère et de la Bonne. Le remblaiement est composé pour l'essentiel de dépôts fluviaux, lacustres et de tills.

Jusqu'à 3 paléovallées bien conservées sont observables sur une même transversale (Sinard-Monteynard par exemple, Fig. 21 et 32c). Les deux paléovallées les plus récentes sont les Dracs "de Crop" (V2) et "de Sinard" (V3), selon la terminologie de Montjuvent [1978]. La plus ancienne (V2) contient un remplissage (A2) exclusivement alluvial couronné par un niveau de paléoterrasses qui sont enfouies sous la série fluvio-lacustre du comblement A3 de la vallée V3 (Fig. 21 et 33).

Le phénomène d'obturation et de comblement se reproduisant à chaque avancée glaciaire, de nombreuses paléovallées se sont formées et ont été enfouies successivement (Fig. 21 et 22). D'un cycle à l'autre, l'érosion a progressé sur le bassin versant, de sorte que les creusements successifs s'enfoncent toujours plus profondément et éliminent les remplissages de paléovallées les plus élevés, dont il ne reste que des lambeaux accrochés à plus de 500 m au-dessus du Drac actuel.

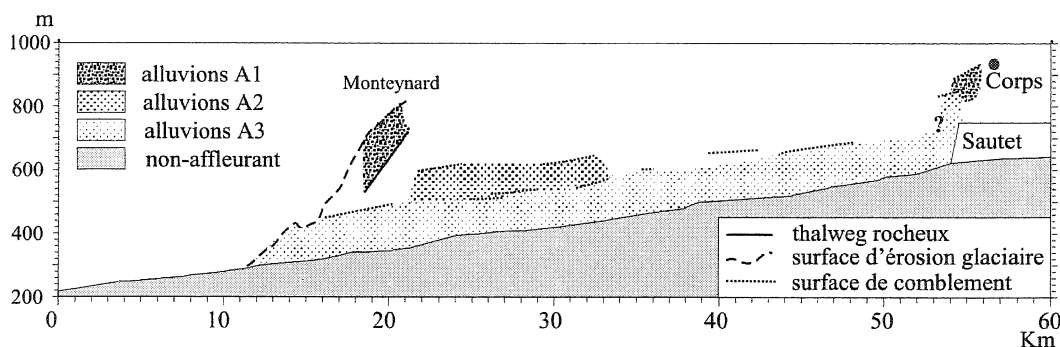


FIGURE 33- Profils longitudinaux projetés des surfaces de comblement fluviales des paléovallées du Drac et du Drac actuel.

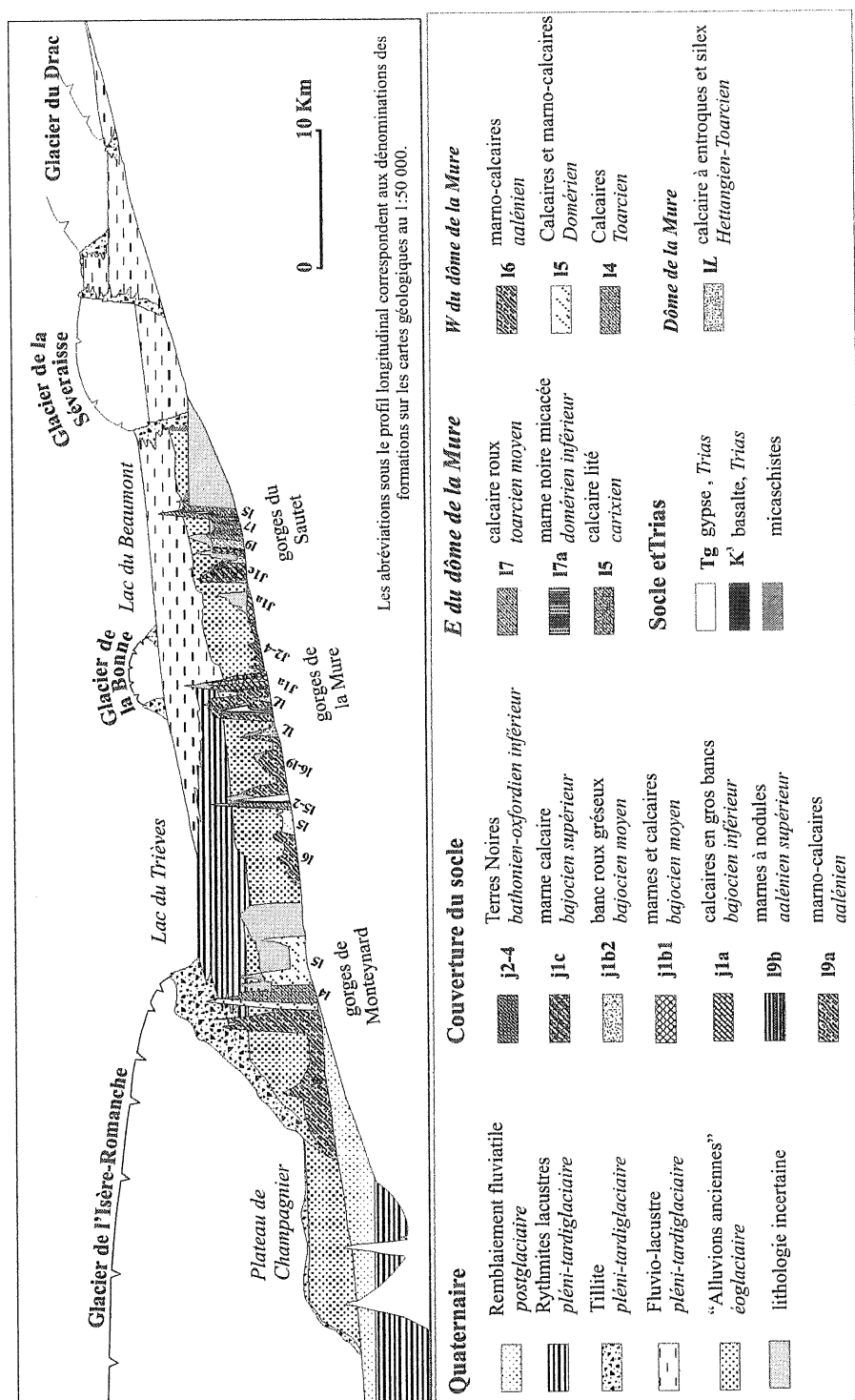


FIGURE 34— Projection suivant le cours du Drac des formations incisées par le Drac depuis le Dernier Maximum Glaciaire.

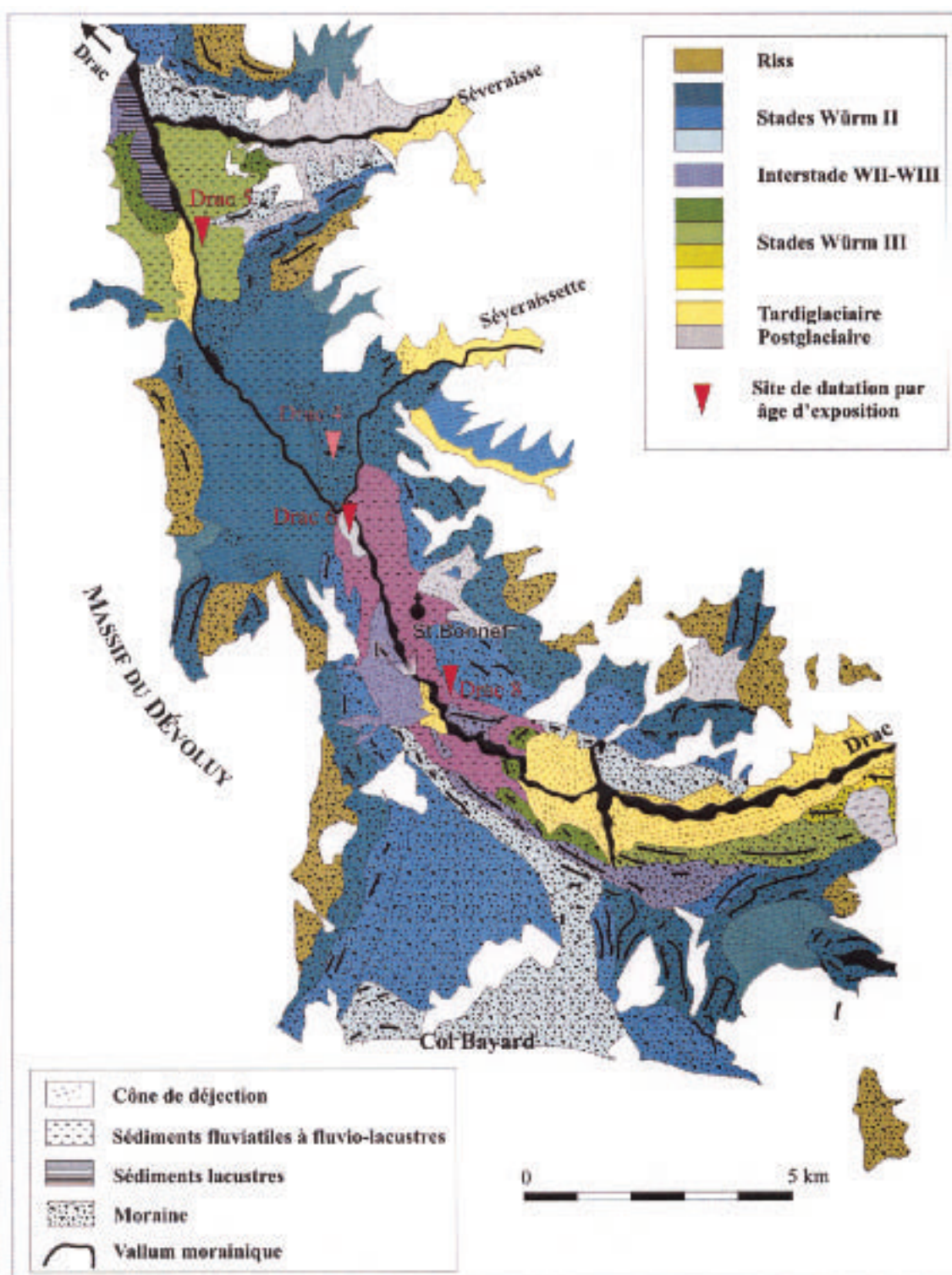


FIGURE 35– Carte schématique des formations quaternaires du Champsaur.
D'après Montjuvent [1978]. K : knickpoint régressif du Champsaur (cf. Ch.5 § 2).

La vallée V3 est comblée au Würm. La séquence de comblement commence par un remplissage fluvial franc, A3, épais de 100 m (galets et sables), culminant, tout le long du Drac, 50 m sous la surface de A2. Au-dessus viennent des dépôts glacio-lacustres très épais (300 m) par l'intermédiaire d'une transition sableuse (10-20 m, Fig. 32b). Les niveaux glacio-lacustres et fluviolacustres (Trièves, Beaumont, Champsaur) sont interrompus longitudinalement par les tills et les comblements internes fluvio-lacustres des ombilics glaciaires (Bonne, Séveraisse, Séveraissette, Drac, Fig. 31, 34 et 45, site Drac 5). Les séquences se terminent généralement par un retour aux conditions fluviales (comblement ou vidange des lacs, Fig. 32d).

Evolution würmienne de la vallée du Drac

A l'englaciation, au "Würm II", probablement après 75 000 ans BP (stade isotopique 4 de la courbe $\delta^{18}\text{O}$ specmap), les glaciers de l'Isère et de la Romanche déferlent dans le bassin de Grenoble et obturent la vallée du Drac. Le comblement de la vallée V3 s'amorce [Montjuvent, 1978] : l'aggradation se fait sentir tout le long de la vallée avec le dépôt des "alluvions anciennes A3".

La surface du glacier Isère-Romanche s'établit à 1100 mètres d'altitude au niveau de Grenoble. L'âge de cet événement est discuté au chapitre 5.1.

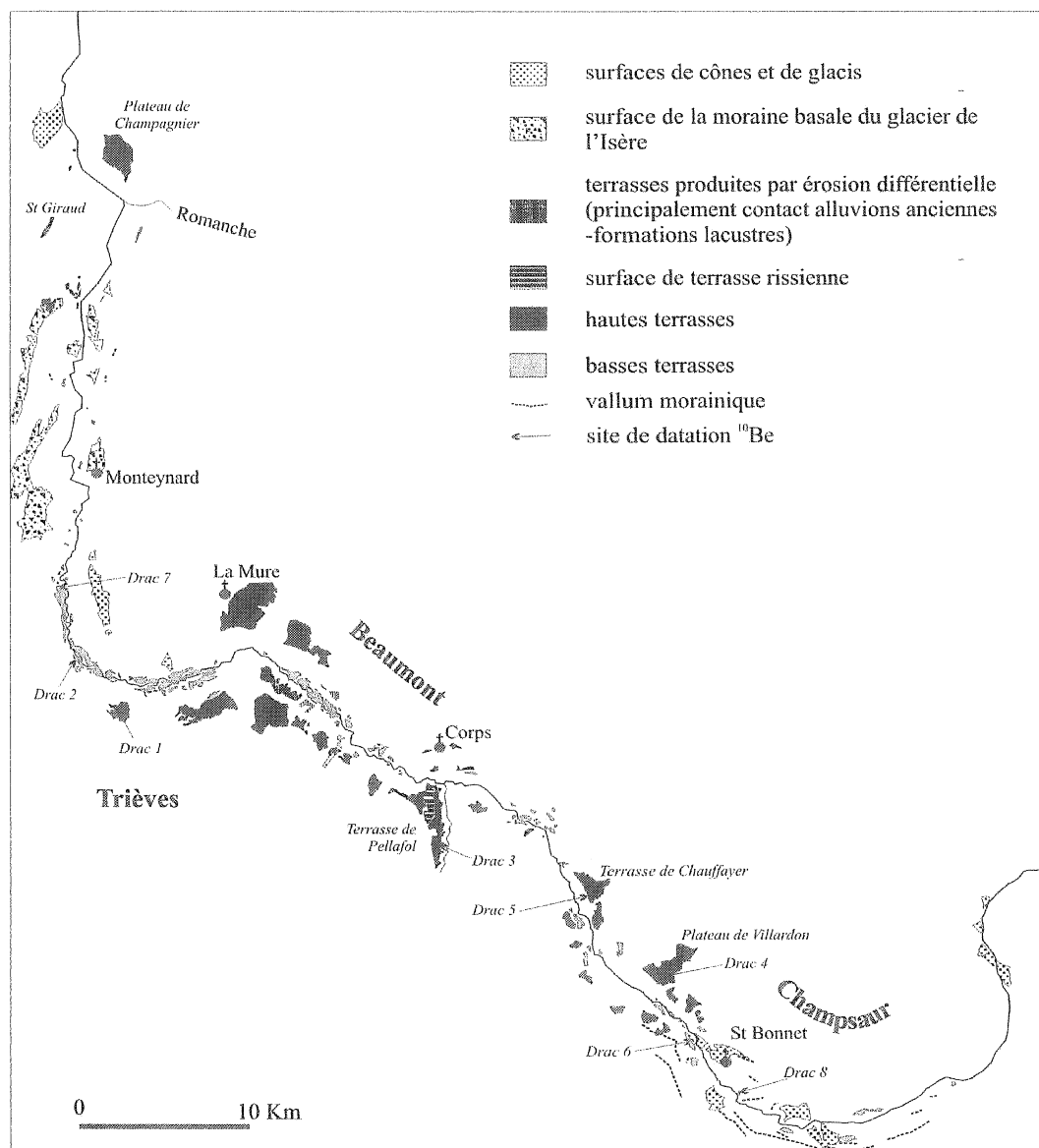


FIGURE 36– Carte des surfaces de terrasses du Drac.

Le courant glaciaire remonte la vallée du Drac jusqu'à la Sinard et Monteynard, en érodant la partie aval du comblement fluvial (Fig. 20 et 34). Les dépôts changent alors de nature : un grand lac juxtaglaciaire s'installe, inonde la vallée du Drac et le bassin du Trièves (Fig. 19). Des argiles litées à *dropstones* s'y déposent. De la vallée affluente de la Bonne, un autre glacier se jette dans le lac du Trièves. A son apogée, il barre à son tour la vallée, isolant du lac du Trièves son diverticule oriental, lequel devient le lac du Beaumont (Fig. 19 et 20). Le même dispositif se met en place encore plus en amont, où le glacier de la Séveraisse vient se jeter dans le lac du Beaumont et retient en amont le lac de Villardon Fig. 19), dans lequel se jette à son tour le glacier du Drac. Le glacier du Drac recouvre un temps le comblement de Villardon et fusionne avec le lobe de la Séveraisse. En fin de cycle, les lacs se comblent ou se vident, et des sédiments fluviaux se surimposent aux dépôts lacustres.

Décruce glaciaire

Une première décuise glaciaire libère les ombilics de la Bonne, de la Séveraisse et de la Séveraisse et y laissent des arcs morainiques bien marqués (Fig. 31). Les ombilics se remplissent de dépôts fluvio-lacustres, lesquels sont presque totalement déblayés au Würm III lorsque les glaciers reviennent occuper leurs ombilics. A l'arrière des moraines du Würm II, ils édifient les arcs morainiques internes du Würm III. La récurrence du glacier de la Bonne ne provoque peut être pas d'obturation du Drac. Au cataglaciaire Würm III, les ombilics se comblent de nouveau de dépôts fluvio-lacustres. Le glacier du Drac, en se retirant, abandonne de nombreux arcs morainiques emboîtés (Fig. 35). Toutes ces formations d'ombilics vont être incisées ensuite par le Drac, à l'exception de l'ombilic le plus interne du Drac.

Le glacier de l'Isère se retire vers le nord. Sa surface ne cesse de s'abaisser mais retient les eaux du Drac. Son retrait s'accompagne de la migration vers le nord du lac d'obturation. Des structures sédimentaires fluvio-lacustres juxtaglaciaires en témoignent à des altitudes de plus en plus basse (par ex. terrasse deltaïque du Crozet, altitude 400 m). Le glacier libère ensuite devant le Drac un vaste lac de surcreusement dans la vallée de l'Isère (Fig. 34), dont le comblement est achevé dans sa partie distale (région de Moirans) à la fin du Tardiglaciaire [par ex. Hanns, 1984] ou bien plus tard, il y a 2000 ans [Salvador, 2001].

L'incision du Drac conduit alors à la formation de gorges de 450 m de profondeur au sein du substrat alluvial et rocheux (Fig. 34). Elle s'accompagne de la formation de très nombreuses terrasses de nivellement (Fig. 36 et 37).

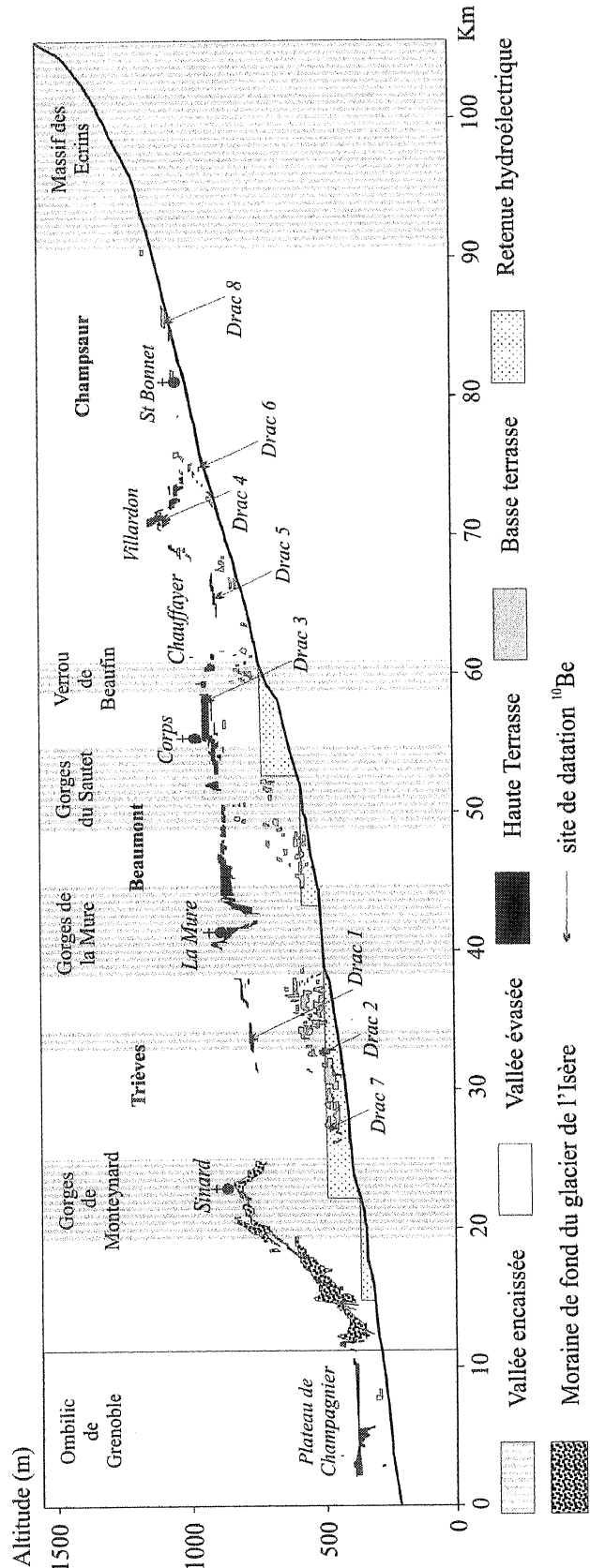


FIGURE 37— Organisation des surfaces de terrasses le long du Drac actuel. Les surfaces de terrasses, de moraines et le profil longitudinal du Drac sont projetés sur l'axe médian de la vallée du Drac.

3.1.2– Les terrasses récentes du Drac

On regroupe sous le nom de Hautes Terrasses les surfaces des comblements pléni- et tardiglaciaires. Les comblements d'obturation sont presque tous contemporains du Maximum Glaciaire, le "Würm II" de Montjuvent [1978]. Seuls les plus tardifs accompagnent les différents stades de la déglaciation.

L'analyse des cartes et les photographies aériennes permet de dénombrer 35 fragments de Hautes terrasses dispersés le long du Drac (Fig. 36). Elles ont toutes fait l'objet d'une prospection lors de la recherche des sites de datation. La projection des surfaces de terrasses sur l'axe médian de la vallée du Drac souligne leur continuité géométrique (Fig. 37).

Les Basses Terrasses du Drac sont des terrasses de nivellement formées aux dépens de substrats variés (alluvions anciennes ou substrat rocheux), abandonnées par le Drac au cours de l'incision de sa vallée actuelle. Certaines sont pourvues d'une couverture alluviale, d'autre non, la distinction étant difficile lorsque le substrat est lui-même fluvial.

L'analyse morphologique a permis d'identifier quelques 150 surfaces correspondant avec certitude à des basses terrasses en place. Toutes les surfaces horizontales perchées ne sont pas des terrasses fluviales. Les observations de terrain ont révélé que des dalles structurales subhorizontales ont été dégagées en de nombreuses localités par érosion différentielle au sommet des niveaux conglomératiques d'Alluvions Anciennes. Par ailleurs, dans le Champsaur, les terrasses sont installées sur des argiles affectées sur la quasi-totalité de leur surface affleurante par des glissements de terrain dont les limites ne sont pas toujours décelables. Les surfaces de terrasses sont disloquées et divisées en niveaux étagés. À l'inverse, de nombreuses terrasses récentes sont ensevelies sous les glissements de terrain. Les basses terrasses véritables sont solitaires, ou organisées en niveaux de quelques kilomètres de long qui disparaissent au passage des gorges les plus encaissées (Fig. 37). Les niveaux de terrasses prennent un grand développement lorsque le Drac traverse des formations "tendres" : Alluvions Anciennes, Lias schisteux, Terres Noires. Leur étendue est plus importante que ne le laisse entrevoir l'analyse morphologique : ils sont souvent complètement ensevelis sous les glissements de terrain issus des niveaux lacustres A3 qui les dominent (Beaumont et Trièves notamment). Ces niveaux gardent cependant une faible extension à l'échelle du Drac. On ne peut donc pas construire de paléoprofils entiers par corrélation de proche en proche. Les datations par âge d'exposition vont permettre de quantifier l'incision le long du Drac, et d'établir les corrélations manquantes.

3.2– Le Buëch

Les terrasses étagées du Buëch ont été étudiées par Veyret [1945], Bourdier [1961], Gidon Montjuvent [1969], Tiercelin [1974], Rosique [1996] et Miramont [1998].

Au regard de sa puissance actuelle, le Buëch est doté d'un système de terrasses démesuré (Fig. 38). Cette anomalie morphologique suit très exactement l'écoulement des eaux de fonte (*outwash plain*) de la langue diffuente du Petit Buëch, qui naît du débordement du glacier de la

Durance par le col de la Freyssinouse. Les autres drains du bassin versant n'ont pas produit de hautes terrasses. Le matériel alluvial des terrasses du Buëch atteste du fonctionnement de la diffuence : il renferme des galets d'espèces pétrographiques caractéristiques du bassin versant durancien (gabbros et basaltes liguro-piémontais, amphibolites et granites des Ecrins, grès *verrucano* et quartzites briançonnais, etc.).

Le long du segment proglaciaire, 3 niveaux de terrasses étagées sont repérables (Fig. 39). Ils sont très vastes et seulement interrompus au passage des cluses du synclinal de Serres. L'organisation des segments amont et aval est plus complexe : les terrasses fluviales se mêlent à des formations d'obturation et à des formations morainiques.

3.2.1– Segment péri-glaciaire

Les trois niveaux décrits ici sont datés par âge d'exposition (*cf.* Ch. 4.3 et 4.4). Les terrasses qui les constituent se suivent de proche en proche sans ambiguïté, ce qui permet d'exclure des erreurs de corrélation dues à des décalages tectoniques.

Le niveau de la Bâtie-Montsaléon (T1) domine le cours actuel de 20 mètres, le long du Petit Buëch en aval de Veynes. Il est interprété souvent comme une nappe alluviale proglaciaire émanant des vallums morainiques frontaux pléniglaciaires würmiens de Montmaur [Gautier, 1992], ou d'un appareil glaciaire positionné à l'aval de Veynes [Veyret, 1945]. Cependant, la granulométrie des alluvions qui la constituent, et la faible déclivité de sa surface ont plutôt des caractères postglaciaires [Gautier, 1992 ; Rosique 1996]. Le niveau T1 se connecterait pourtant en aval avec la terrasse proglaciaire würmienne de la Durance [Gabert, 1984]. Rosique [1996] le scinde en deux niveaux d'élévations très voisines mais de constitution différente. Le niveau T1b1 est connecté à la nappe de retrait fluvio-glaciaire T1b de la Durance (T1a étant la nappe proglaciaire du Dernier Maximum). C'est ce niveau qui sera l'objet d'une datation par âge d'exposition. Sur le site de prélèvement (Buëch 3), le substrat rocheux affleure 3 mètres à peine sous la surface des alluvions. Le niveau T1b2, emboîté dans le précédent, est une *fill-terrace* dans laquelle sont à leur tour emboîtées les basses terrasses holocènes (Remblaiement Holocène Principal et suivants). Le plancher rocheux des terrasses du niveau T1 est visible par endroits au-dessus de la plaine alluviale actuelle du Petit Buëch (*cf.* Fig. 87).

Le niveau d'Aspres-les-Corps (T2) domine de 70 à 80 m les Buëchs le long de leurs segments non englacés. Il est génétiquement lié à une langue diffuente rissienne qui aurait occupé la vallée du Petit Buëch sur toute sa longueur (Fig. 29 et 65). Les terrasses T2 auraient en effet des faciès de terrasses de kame dans la vallée du Petit Buëch. Les eaux de fonte et de petites langues glaciaires latérales auraient emprunté les vallées mortes qui traversent le niveau T3, et dépose la nappe alluviale T2 de la vallée du Grand Buëch (site de la datation Buëch 2) ainsi que les deux nappes fluvio-glaciaires de 110 m et 70 m du Buëch inférieur.

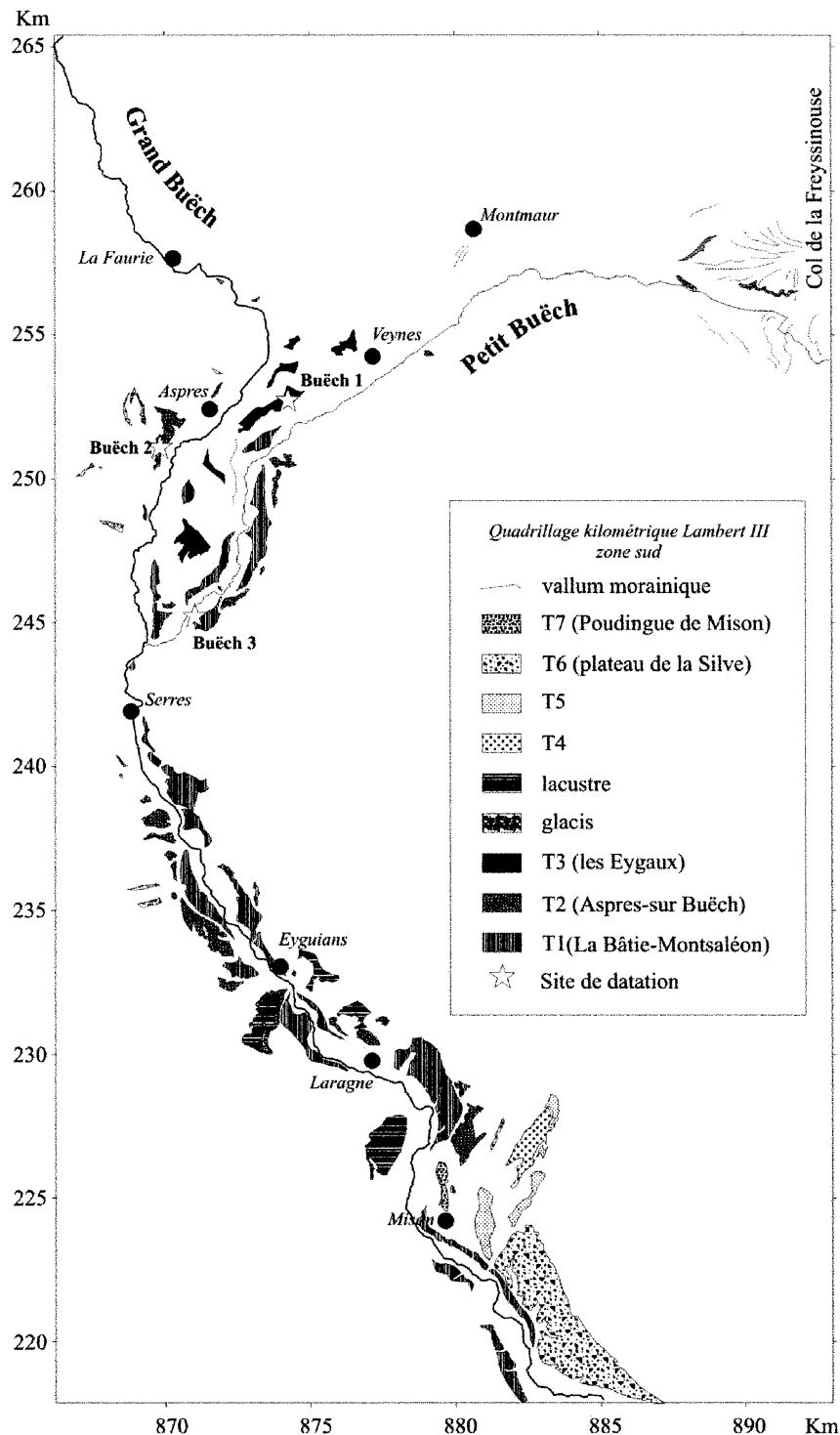


FIGURE 38— Carte des surfaces des hautes et moyennes terrasses du bassin des Buëchs.

Le niveau des Eygaux (T3) est perché 190 m au-dessus des Buëchs. Il n'est présent qu'entre Veynes et les cluses de Serres. C'est un ensemble de terrasses de nivellement magnifiquement conservées, en inversion de relief, sur les marnes callovo-oxfordiennes (Terres Noires). Sa formation est généralement rapportée au Mindel (0,35-0,7 Ma).

La surface de nivellement du substrat rocheux est recouverte par une nappe fluvio-glaciaire très épaisse (55 m d'épaisseur d'après les affleurements et d'après un sondage de reconnaissance pour l'autoroute A51 [08695X13 de la banque des données du sous-sol du BRGM]).

3.2.2– Segments intraglaciers

Segment amont

La vallée du Petit Buëch est surcreusée le long de son cours E-W (cf. Ch.6.2.1). Deux ensembles fluviaux recouverts de tillites affleurent entre la vallée du Petit Buëch et le col de la Freyssinouse. Le plus vaste est le poudingue de la Corréo. Son toit est plan mais porte une série d'arcs morainiques bien marqués (Fig. 39).

Segment aval

Le Buëch s'écoule depuis Serres jusqu'à Sisteron à travers une vaste dépression au sein des Terres Noires. La position de la confluence du Buëch et de la Durance y a fluctué largement. L'orientation des galets et des sillons dans les planchers alluviaux indique que les terrasses qui dominent actuellement la zone interfluve ont été formées par la Durance [Tiercelin, 1974].

Ces terrasses sont considérées comme antérieures au Riss. L'épaisseur des dépôts (plusieurs dizaines de mètres) et leurs caractéristiques granulométriques (émoussé et granulométrie) attestent de la proximité du front glaciaire de la Durance au moment de leur formation. Les terrasses sont ici des plateaux, rabotés par les glaciers, parfois à plusieurs reprises, la dernière fois au Riss. Ils sont recouverts par des dépôts morainiques et des paléosols ravinés, ce qui les rend impropres aux datations par âge d'exposition. Le niveau T6 (poudingue de Mison et plateau de Langueirand) est considéré comme mindelien [0,35-0,7 Ma ; Bourdier, 1959], gūnzien [1,2-0,7 Ma ; Tiercelin, 1974], ou même Villafranchien [2 Ma, Tricart, 1954] ; le niveau T5 (poudingue du Château d'Entray) est attribué au Riss ou au Günz [Tiercelin, 1974], et le niveau T4 (plateaux de Vabre-Doumenge, des Mazans et du Puy) au Mindel.

Ces niveaux sont tous moins élevés que le niveau T3 du tronçon péri-glaciaire, attribué au Mindel, ce qui pose un problème de corrélation auquel nous ne pouvons apporter d'élément nouveau.

Le glacier de la Durance atteint et obstrue la cluse de Sisteron pour la dernière fois au Riss [Tiercelin, 1978]. Une langue glaciaire remonte alors la vallée du Buëch jusqu'à Eyguians et la basse vallée du Buëch est obstruée. Des dépôts fluvio-glaciaires de 300m d'épaisseur se déposent contre le glacier à la confluence du Buëch et de la Méouge (Fig. 39).

Comme on vient de le voir, la corrélation du niveau T3 à l'une ou l'autre des anciennes terrasses duranciennes est incertaine. Le niveau T2 se corréle assez bien par son élévation au-dessus de la plaine actuelle avec le principal niveau enfoui sous les sédiments fluvio-lacustres et les moraines. Ce niveau est noté Fgxc sur la carte géologique au 1 : 50 000. Les niveaux T1 se poursuivent de place en place jusqu'à la Durance, emboîtés dans les dépôts fluvio-lacustres et morainiques [Rosique, 1996].

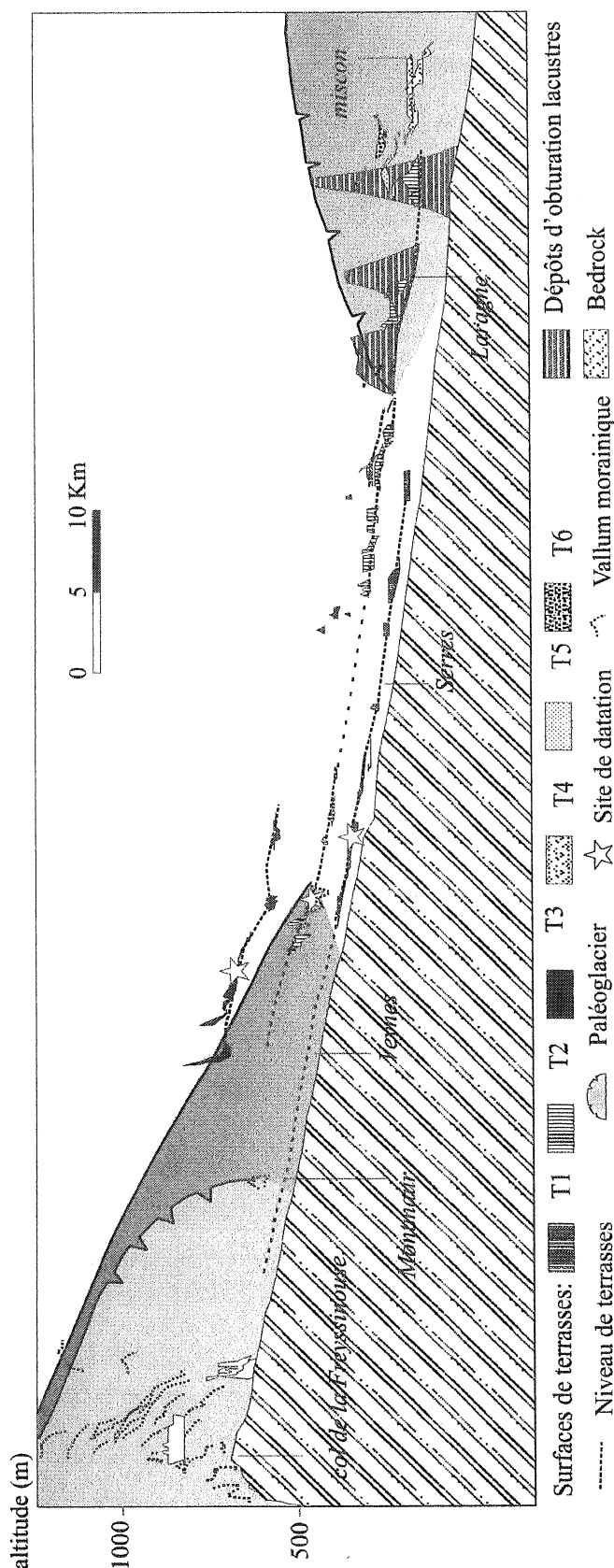


FIGURE 39– Organisation des terrasses de la vallée du Buëch suivant l'écoulement des eaux de fonte de la langue glaciaire diffuse de la Freyssinouse. Projection des surfaces de terrasses, des crêtes des vallums morainiques et du Buëch actuel sur l'axe médian de la vallée.

3.3– La Drôme

3.3.1– Présentation

Les terrasses rocheuses (Fig. 40) de la Drôme sont réparties en plusieurs niveaux qui diffèrent par leur nombre et leur élévation de part et d'autre du Front Subalpin (Fig. 41).

A l'intérieur de la zone subalpine, la vallée de la Drôme est compartimentée en une succession de dépressions marneuses séparées par des gorges courtes de calcaire tithonique. Les premières terrasses étagées à alluvions conservées apparaissent en aval de Luc-en-Diois. D'une dépression à l'autre, deux à trois niveaux sont observables à 110-140 m, 70-50 m et 20-30 m au-dessus de la rivière. Ces niveaux ont été décrits par Brunet et Toussaint [1955] et Masseport [1958].

Dans l'avant pays, les niveaux sont plus nombreux. Ils ont fait l'objet de corrélations qui diffèrent d'un auteur à l'autre [Brunet, 1955 ; Masseport, 1958 ; Mandier, 1988].

En rive gauche, une très grande surface descend en pente douce vers la Drôme. Elle se termine 10 à 20 m au-dessus de la plaine active. Elle correspond à un grand tablier de dépôts interstratifiés cryoclastiques, de loess et de limons. Ils ennoient et masquent complètement des niveaux de terrasses étagés partiellement érodés [Mandier, 1988, et observations personnelles ; Fig. 42b]. Ces recouvrements puissants se rencontrent fréquemment le long des couloirs loessiques périalpins [Mandier, 1988 ; Bonifay, 1962]. Mandier [1988] a voulu retrouver sous ce tablier de la rive sud de la Drôme les 2 niveaux würmiens et les 2 niveaux rissiens qu'il avait identifiés le long du Rhône. Il existe en rive droite un niveau de terrasses très bien conservées qui dominent la Drôme de 70 à 100 mètres et sont maintenant en inversion de relief. Brunet [1945] et Masseport [1958] les rapportent au Mindel (700-350 ka) et Mandier [1988] au Günz (1200 à 700 ka). Pour Mandier [1988], les changements d'élévation que l'on observe d'aval en amont s'expliquent par l'existence de deux niveaux équivalents aux " Très Hautes Terrasses Supérieures et Inférieures " günziennes du Rhône (THTS et THTI). Il intègre aux THTS des buttes sans surface conservées de conglomérats fluviaux. Ces conglomérats sont, d'après la carte géologique au 1 : 50 000 de Crest, des éléments

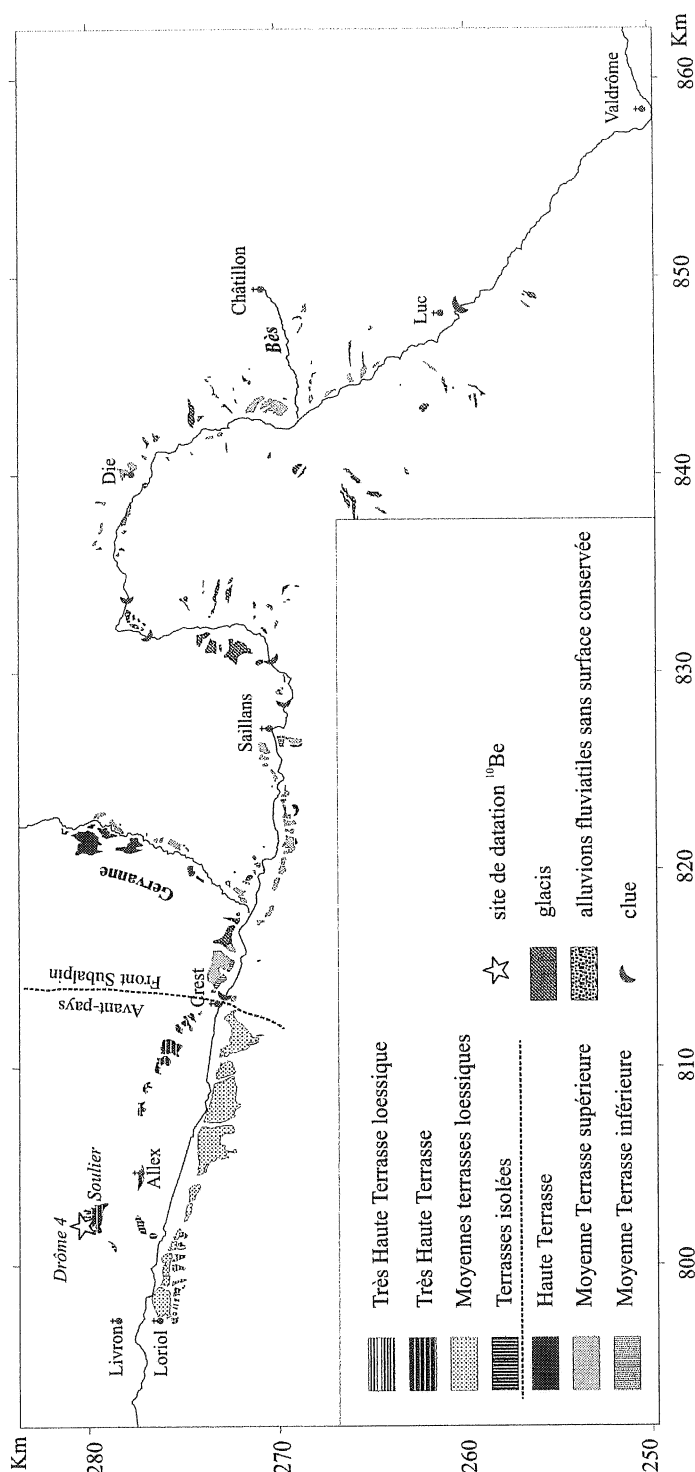


FIGURE 40– Carte des surfaces des hautes terrasses et glacières de la vallée de la Drôme. Regroupement des terrasses par niveaux : modifié d'après Mandier [1984] et Masseport [1958]. Longitudes et latitudes en coordonnées kilométriques Lambert III zone sud

sommitaux du remplissage pliocène du canyon messinien de la Drôme. Morphologiquement, les surfaces des THTs sont parfaitement conservées : leur déclivité est orientée vers l'aval, ce qui permet une interpolation aisée, fiable et précise du paléoprofil. On observe qu'il se redresse à l'approche du Front Subalpin (Fig. 41). Il s'agit là d'une preuve indubitable d'une activation du Front Subalpin au quaternaire.

A des élévations égales et inférieures aux THT existent, le long du défilé calcaire de Marsanne, deux niveaux de tabliers étagés qui recouvrent et nivellent des niveaux dégradés de terrasses, ensevelies sous des apports de versant et des loëss [Mandier, 1988 et Fig. 42a].

3.3.2– Problèmes de corrélation.

Les âges de formation proposés jusqu'à présent pour les terrasses de la vallée de la Drôme sont hypothétiques. Cependant, si l'on s'en remet au schéma simple qui attribue à chaque glaciation la formation d'un niveau de terrasses, le niveau de la zone subalpine, perché à 110-140 m, est rissien. A l'autre bout de la Drôme, si on s'en réfère au système de terrasses rhodanien [Mandier, 1984], le niveau des THT, perché à 70-100 m dans l'avant pays, est gūnzien. Ces interprétations impliquent qu'un gradient d'incision très important existe le long de la Drôme, la zone subalpine étant incisée 5 à 10 fois plus vite que l'avant-pays (Fig. 73).

Or la corrélation des terrasses par niveau, de proche en proche n'est possible que là où la lithologie est favorable au développement de nombreuses terrasses, c'est à dire le long des dépressions marneuses. Traditionnellement, et en l'absence d'autres critères discriminants, les niveaux sont regroupés en fonction de leur élévation au-dessus de la rivière, ce qui revient à considérer *a priori* que l'incision est homogène le long du profil. Un tel postulat peut amener à des erreurs considérables d'appréciation, ce que révèlent à l'occasion les datations absolues (Fig. 43).

Les terrasses de la Drôme sont malheureusement très difficiles à dater par âge d'exposition. On ne peut donc obtenir d'âge absolu en nombre suffisant pour établir des corrélations par cette méthode.

Les méthodes relatives ne s'avèrent pas plus efficaces : les faciès sédimentaires sont insuffisamment contrastés d'un niveau de terrasse à l'autre pour baser la différenciation sur des critères granulométriques [Colombo, 1999]. Une tentative de corrélation infructueuse d'après l'état d'altération du matériel alluvial est présentée au paragraphe 3.5.

4– CONCLUSION

A l'issue de cette phase de repérage, une zone d'étude a pu être définie. Référencée ici sous le nom un peu réducteur d'Alpes du Dauphiné Méridional (ADM), elle englobe les bassins du Drac, du Buëch, de la Drôme, et la région des Baronnies. Les trois rivières choisies ont des tailles comparables et des bassins versants contigus. Elles ont en commun d'avoir laissé de nombreuses terrasses au cours de leur enfoncement.

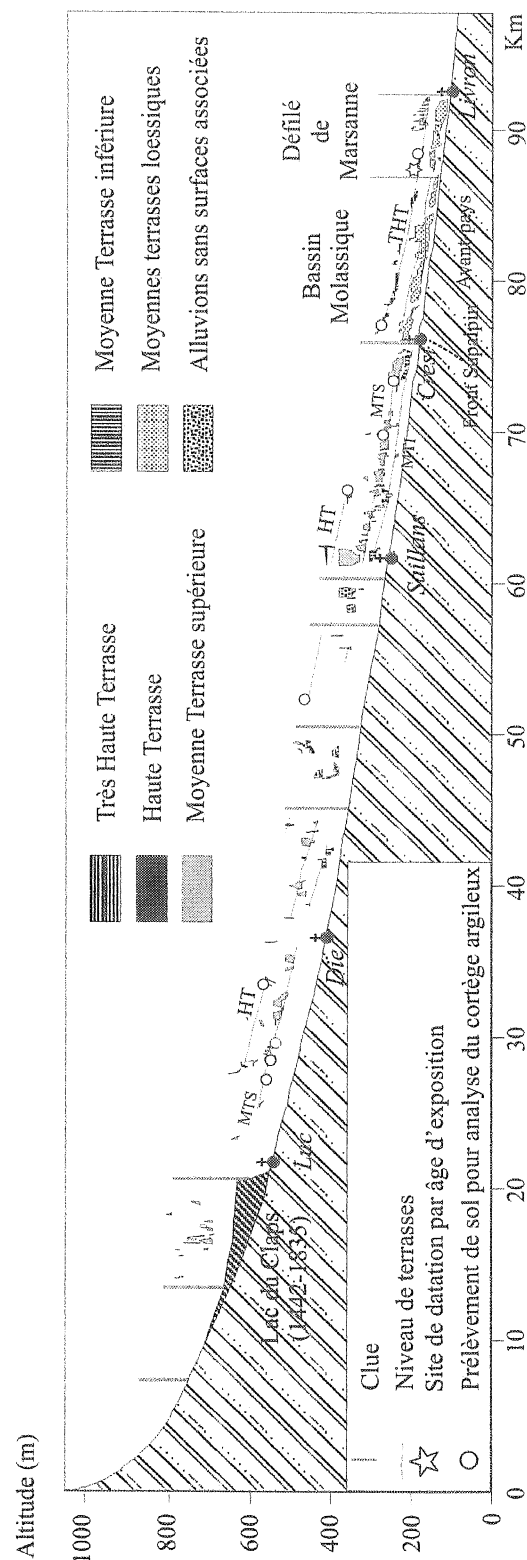


FIGURE 41– Organisation des terrasses de la Drôme suivant son profil longitudinal. Les surfaces de terrasses sont projetées suivant l'axe médian de la vallée de la Drôme.

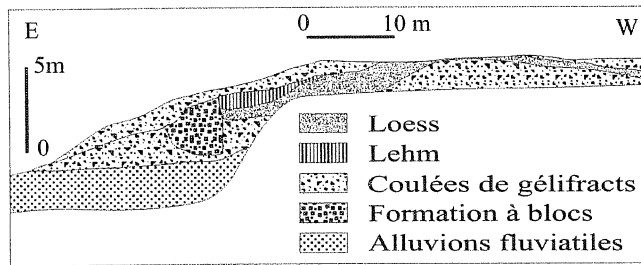
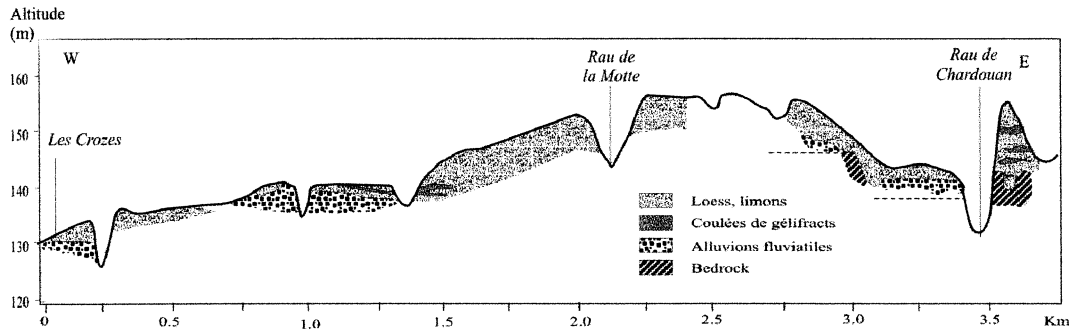


FIGURE 42—Erosions et enfouissements de surfaces de terrasses. Exemple des terrasses de la Drôme dans le couloir rhodanien. Localisation des coupes: cf. Fig. 24 et 59. A. Couverture des Très Hautes Terrasses dans le défilé de Marsanne, rive gauche de la Drôme. Carrières de Turquat. B. Coupe sublongitudinale des moyennes terrasses loessiques en rive gauche de la Drôme entre Grane et Loriol suivant la D104. Les loess et les coulées de débris recouvrent des niveaux de terrasses qui n'ont plus d'expression morphologique distincte.



Ces terrasses vont permettre : 1° : de mesurer la vitesse d'incision par datation de leurs surfaces par la méthode des isotopes cosmogéniques produits *in situ* ; 2° : de reconstituer leurs profils en long à différentes époques, et de diagnostiquer ainsi les facteurs de contrôle de l'incision.

Chacune de ces rivières est représentative d'un environnement alpin juxtaglaciaire, proglaciaire, ou péri-glaciaire strict. Le Drac est une rivière juxtaglaciaire : les glaciers y ont une présence physique importante, entravent les écoulements et remodelent tout ou partie de son bassin versant. Le Buëch est une rivière proglaciaire ou juxtaglaciaire selon l'intensité des glaciations. En phase proglaciaire, son régime hydrique est influencé par la fonte d'une langue importante dans sa haute vallée. La Drôme est une rivière péri-glaciaire : aucune masse de glace ne vient jamais perturber son fonctionnement. Son hydrodynamisme reste cependant affecté par des alternances climatiques qui modifient l'érosion des versants et le transport des alluvions.

A cette zonation des effets climatiques se surimpose potentiellement un forçage tectonique différentiel. Nettement perceptible entre l'avant pays et la zone subalpine, son existence dans les ADM reste à démontrer.

La zone d'étude comprend une région englobant de nombreuses petites rivières péri-glaciaires semblables à la Drôme. Elles constituent, avec la Drôme, une entité lithologique et morphodynamique cohérente, qui coïncide géographiquement avec les sédiments du bassin vocontien mésozoïque. Cette entité peut être définie comme péri-glaciaire, intramontagneuse et non-karstique.

FIGURE 43—Apport des datations absolues à la corrélation des terrasses : exemple de la rivière Mattole, Californie.

A : par élévation des terrasses au dessus de la rivière. B : après datation ^{14}C de ces mêmes terrasses. D'après Merritts *et al.* [1994]. Les terrasses se forment en période de bas niveau marin (BN). En période de haut niveau marin, un prisme sédimentaire se constitue en aval (HN) et ensevelit les terrasses. La différence de pente entre le profil sédimentaire et le profil rocheux conditionne la propagation du prisme vers l'amont.

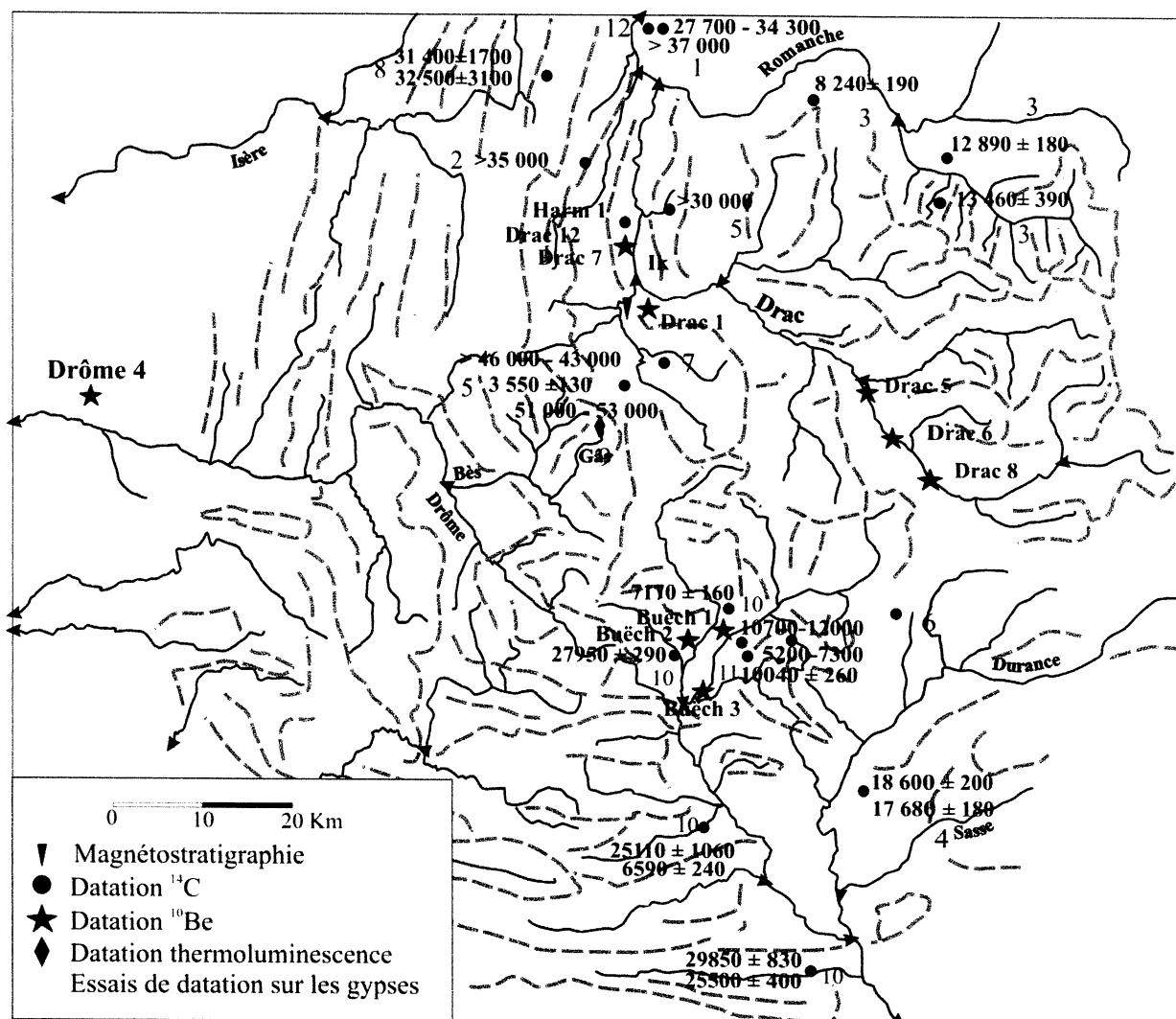


FIGURE 44— Localisation des sites de quelques datation absolues mentionnées.

1 : Hanns [1973] ; 2 : Montjuvent [1969b] ; 3 : archives du Laboratoire de Datation par le Radiocarbonate ; 4 : Jorda *et al.* [2000] ; 5 : Montjuvent [1969c] ; 6 : de Beaulieu et Reille [1983] ; 7 : Gremmen *et al.* [1984] ; 8 : Moret [1953] ; 9 : T. Thillet [comm. orale] ; 10 : Rosique [1996] ; 11 : Archambault [1968] ; 12 : Hanns [1973].

CHAPITRE 4

DATATIONS PAR LES COMONUCLÉIDES DES TERRASSES DU DRAC, DE LA DRÔME ET DU BUËCH

La mesure des vitesses d'incision repose ici sur la datation de vestiges des positions successives occupées par des rivières au cours de leur enfoncement dans un substrat rocheux. Les terrasses alluviales sont les meilleurs marqueurs que l'on puisse trouver dans les Alpes (cf. Ch. 3.1.4). La plupart des terrasses n'ont pu être datées jusqu'à présent que par des méthodes relatives. Le Quaternaire alpin est extrêmement complexe, discontinu et lacunaire, si bien que les corrélations restent assez incertaines, malgré la somme considérable de travaux qui lui ont été consacrés. Les développements récents des méthodes de datation par la mesure des isotopes cosmogéniques produits *in situ* rend possible la datation des terrasses les mieux conservées. Par cette méthode, on évalue le temps d'exposition des surfaces morphologiques aux rayonnements cosmiques de haute énergie (cf. Ch. 2.3).

Les extractions et les mesures du ^{10}Be et de ^{26}Al cosmogéniques sont ici appliquées à la datation de terrasses anciennes abandonnées par le Drac, le Buëch et la Drôme (cf. Ch. 3). Les aspects pratiques de l'échantillonnage (§ 1.1), des traitements chimiques (§ 1.2), des mesures (§ 1.3), et les corrections des effets de site (§ 2), sont communs à la datation de tous les types de surfaces. Des traitements spécifiques supplémentaires doivent être apportés à la datation des terrasses alluviales. Le problème de la teneur initiale des alluvions en cosmonucléides au moment de la mise en place de la terrasse est résolu en mesurant l'évolution de concentration avec la profondeur (§ 3.1). Cette méthode éprouvée est appliquée ici en lui adjoignant une détermination statistique des meilleurs âges (§ 3.2). La signification de l'héritage est alors discutée (§ 3.3).

Le climat et la longue conservation des terrasses les plus anciennes ont favorisé le développement de sols évolués (§ 4.2). La pédogenèse s'accompagne d'une dégradation des surfaces (§ 4.3) qui pourrait expliquer la dispersion des âges mesurés (§ 4.1). Cette hypothèse est testée et validée par la constitution de bilans d'altération (§ 4.4), et par la modélisation de l'effet de dispersion sur les âges d'exposition (§ 4.5).

1— PRÉLÈVEMENT ET TRAITEMENT DES ÉCHANTILLONS

1.1— Echantillonnage

1.1.1— Matériel et coupes disponibles

Les teneurs massiques en quartz des échantillons collectés sont partout supérieures à 15 %. Ce sont des galets de granite, de gneiss, de grès calcaire et de quartzite prélevés au sein d'alluvions en place, en surface et jusqu'à 6 mètres de profondeur. Les galets sont choisis assez volumineux pour que 50 g de quartz puissent en être extraits dans la fraction 250-500 mm après broyage.

Les roches quartzifères sont : le cristallin du massif des Ecrins et les grès et flyschs du Champsaur dans le bassin du Drac ; dans le bassin du Buëch les quartzites briançonnais et grès ultradauphinois du bassin de la Durance, injectés par la difffluence glaciaire de la Freyssinouse. Les sols des terrasses sont ultérieurement enrichis en éléments siliceux par altération différentielle des alluvions (cf. § 4.4). Le bassin de la Drôme est naturellement pauvre en roches quartzifères (grès albiens, oligocènes et miocènes, calcaires gréseux turoniens et sénoniens). Le site de prélèvement retenu se situe exactement à la paléoconfluence de la Drôme et du Rhône. On y trouve de ce fait une contamination par un matériel rhodanien plus siliceux (roches cristallophylliennes, quartzites), et des silex et grès calcaires d'origine drômoise. Les horizons de surface sont encore enrichis en éléments siliceux par altération différentielle.

Les échantillons ont été prélevés dans des carrières (Drac 1, Drôme 3, Drôme 4), sur un talus routier (Drac 6) et sur des coupes naturelles ouvertes par les rivières (Drac 2, Drac 3, Drac 5, Drac 7, Drac 8, Buëch 3). Quelques échantillons ont été prélevés à la surface des terrasses (Buëch 2, Buëch 3, Drôme 1, Drôme 2) et un seul sur une face de bloc erratique (Drac 4).

Les coupes naturelles considérées reculent à des vitesses de plusieurs dizaines de centimètres par an (renseignements pris auprès des propriétaires des terrains). Ce recul étant rapide, la quantité de cosmonucléides produite par le rayonnement pénétrant par le front de coupe est donc négligeable.

1.1.2— Prélèvements du Drac

Les terrasses d'abrasion nues, sans recouvrement alluvial conservé, sont fréquentes le long du Drac. Elles se développent sur un substrat généralement calcaire à marnocalcaire malheureusement impropre aux datations ^{10}Be . La totalité des échantillons prélevés sont de ce fait des alluvions.

L'échantillonnage avait pour objectifs :

1° : de dater les hautes terrasses du Maximum Glaciaire, attribuées au Würm II par Montjuvent [1978] ;

2° : de dater sur une verticale plusieurs niveaux de terrasses pour observer l'évolution de la vitesse d'incision au cours du temps ;

3° : de vérifier l'existence du knickpoint du Champsaur, mis en évidence par analyse du profil en long (cf. Ch. 5.2), en comparant les vitesses d'incision à l'amont et à l'aval de la lèvre du knickpoint.

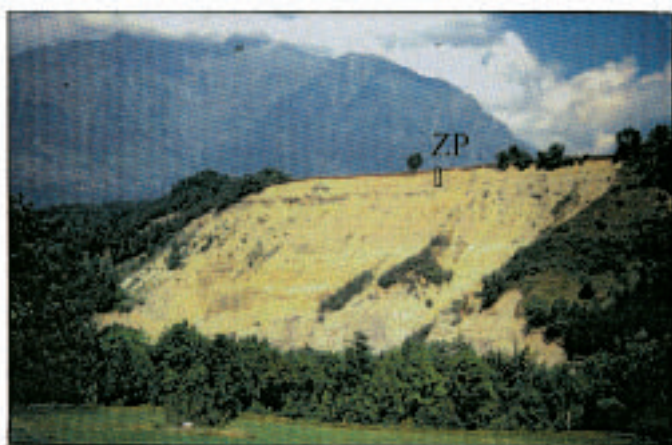
En fonction des conditions d'affleurement et de l'état de conservation des surfaces alluviales, et après inspection exhaustive des terrasses du Drac, 8 sites de datation ont été retenus (Fig. 36, 37 et 44). Ces sites sont présentés dans le tableau 3 et sur les figures 45 à 49.



Site Drac 1 : Front de carrière dans les alluvions de la terrasse de Villard-Julien. Hauteur de l'affleurement 6 m. ZPI : zone de prélèvement.



Site Drac 3 : Terrasse de Pellafol. Ravinements activés par les divagations latérales de la rivière. Hauteur de l'affleurement 80 m. ZP : zone de prélèvement.



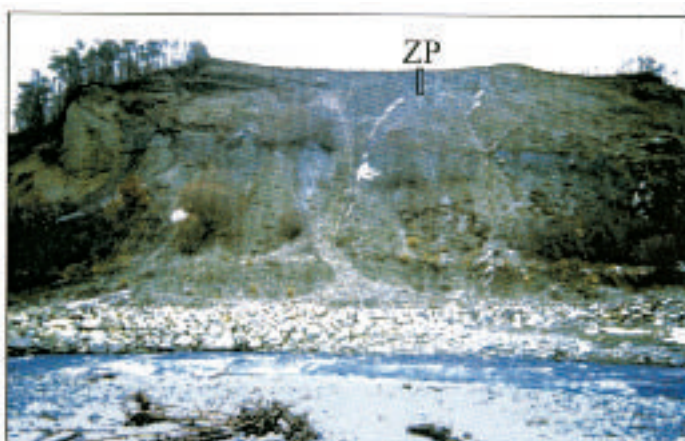
Site Drac 5 : Terrasse de Chauffayer. Falaise naturelle en bordure du Drac. Hauteur de l'affleurement 90 m. ZP : zone de prélèvement.



Site Drac 6 : Basse terrasse de Lestiquières. talus en bordure de la R.N. 85. Hauteur de l'affleurement 13 m. ZP : zone de prélèvement.



Site Drac 7 : Basse terrasse des Armands. Falaise naturelle en bordure du Drac, immergée dans la retenue hydroélectrique de Monteynard. Hauteur de l'affleurement 50 m. ZP : zone de prélèvement.



Site Drac 8 : Terrasse du Tuve. falaise naturelle en bordure du Drac. Hauteur de l'affleurement 50 m. ZP : zone de prélèvement.

FIGURE 45- Vues des sites de datation ^{10}Be de la vallée du Drac.

Terrasse	Nom	Latitude	Longitude	Altitude (m)	origine	Affleurement	Age supposé (Montjuvent, 78)
Villard-Julien	Drac 1	44°51.4'	5°41.8'	775	HT, obturation (fig. 3.3)	Carrière (fig. 3.2A)	Pléniwürm 2
La Condamine Pellafol	Drac 2	44°52.5'	5°41.2'	495	BT (fig. 3.3)	Berge lacustre	Postglaciaire
	Drac 3	44°41.5'	5°54.5'	940	HT, obturation (fig. 3.3)	Ravin (fig. 3.2B)	Pléniwürm 2
Villardon	Drac 4	44°43.2'	6°02.7'	1105	HT, obturation (fig. 4.1)	Bloc erratique	Pléniwürm 2
Chauffayer	Drac 5	44°44.9'	6°00.3'	915	HT, ombilic (fig. 3.4)	Berge rivière (fig. 3.2C)	Catawürm 3
Lestiquières	Drac 6	44°44.7'	6°03.8'	950	BT (fig. 3.5)	Talus routier (fig. 3.2D)	Postglaciaire
Les Armands	Drac 7	44°54.9'	5°39.9'	475	BT (fig. 3.6)	Berge lacustre (fig. 3.2E)	Postglaciaire
Le Tuve	Drac 8	44°40.1'	6°05.1'	1025	HT, ombilic (fig. 3.5, 3.6)	Berge rivière (fig. 3.2F)	Catawürm 3

TABLEAU 3— Situation, origine et âges supposés des sites retenus le long du Drac pour les datations par âge d'exposition.
HT : haute terrasse ; BT : basse terrasse.

Les datations des sites Drac 2, Drac 3, et Drac 4 ont été par la suite abandonnées pour les raisons suivantes :

Sur le site Drac 2, 50 cm de galets cristallins recouvrent à l'horizontale un glissement de terrain contenant du Lias schisteux emballé dans des argiles lacustres glaciaires (paléolac du Trièves). Ce glissement a manifestement barré le cours du Drac (des rythmites grossières à

éléments liasiques affleurent à la pointe amont de la terrasse). La position du lit rocheux du Drac sous ce glissement n'est pas connue, la base de l'affleurement étant immergée dans le lac de retenue de Monteynard. On lui a substitué le site Drac 7 situé sur une terrasse d'abrasion sur alluvions anciennes, à une altitude comparable quelques kilomètres en aval.

Terrasse	Nom de L'échantillon	Profondeur (en centimètres)	Poids (en grammes)	Nature pétrographique
Villard-Julien	Drac 1-0	0	2080	Granite
	Drac 1-1	14	1085	Granite
	Drac 1-2	35	575	Migmatite
	Drac 1-3	75	1085	Quartzite
	Drac 1-4	145	1060	Granite
	Drac 1-5	152	2130	Granite
	Drac 1-6	202	1020	Gneiss
	Drac 1-7	250	605	Granite
	Drac 1-8	292	-	Granite
La Condamine	Drac 2-1	60	-	Amphibolite
	Drac 2-2-1	50	785	Granite
	Drac 2-2-2	50	5280	Granite
	Drac 2-2-3	55	1996	grès calcaire
Pellafol	Drac 3-1	59	3255	grès calcaire
	Drac 3-2	170	1125	grès calcaire
	Drac 3-3	125	590	grès calcaire
	Drac 3-4	1200	3310	grès calcaire
Cauffayer	Drac 5-1	90	1265	grès calcaire
	Drac 5-2	155	1960	grès calcaire
	Drac 5-3	230	1530	Arkose
	Drac 5-4	60	1155	Granite
	Drac 5-5	75	745	Granite
Lestiquières	Drac 6-1	25	2365	Granite
	Drac 6-2	45	1525	Calcaire
	Drac 6-3	72	1980	Granite
	Drac 6-4	100	2160	Gneiss
	Drac 6-5	4400	2850	Gneiss
Les Armands	Drac 7-1	30	3990	Granite
	Drac 7-2	55	-	Granite
	Drac 7-3	105	1170	Gneiss
	Drac 7-4	230	1080	Granite
Le Tuve	Drac 8-1	30-60	-	Gneiss
	Drac 8-2	70	-	Grès
	Drac 8-3	90	-	Granite
	Drac 8-4	130	-	Grès
	Drac 8-5	140	-	Grès

TABLE 4— Profondeur, poids et nature des échantillons prélevés le long du Drac. En gras : échantillons intégralement traités pour la mesure de [^{10}Be].

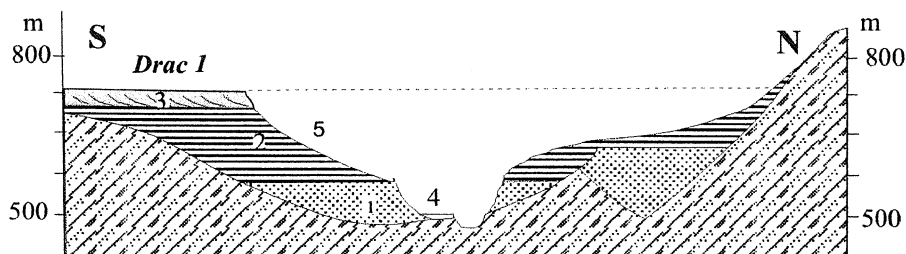


FIGURE 46– Coupe transversale de la vallée du Drac sur le Site d'échantillonnage Drac 1.
1 : «Alluvions anciennes II» ; 2 : Argiles litées du Trèves (Würm II) ; 3 : Alluvions fluvio-deltaïques (delta du Drac, Würm II) ; 4 : basse terrasse post-glaciaire, équivalent latéral de la terrasse Drac 7 ; 5 : Argiles foirées. D'après Montjuvent [1978].

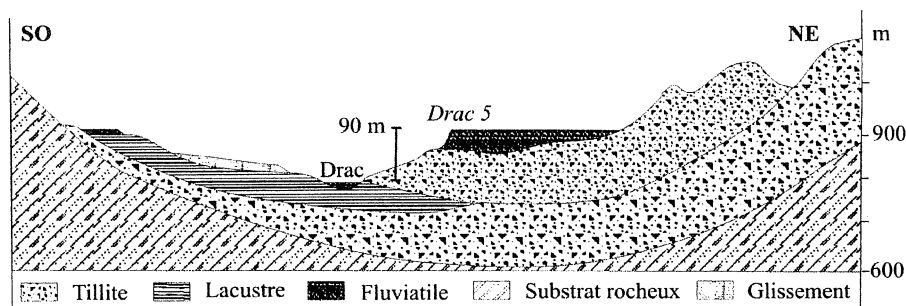


FIGURE 47– Coupe générale semi-interprétative à travers l'ombilic würmien du glacier de la Séveraisse au niveau du site d'échantillonnage Drac 5.
Coupe générale semi-interprétative à travers l'ombilic würmien du glacier de la Séveraisse. D'après Montjuvent [1978].

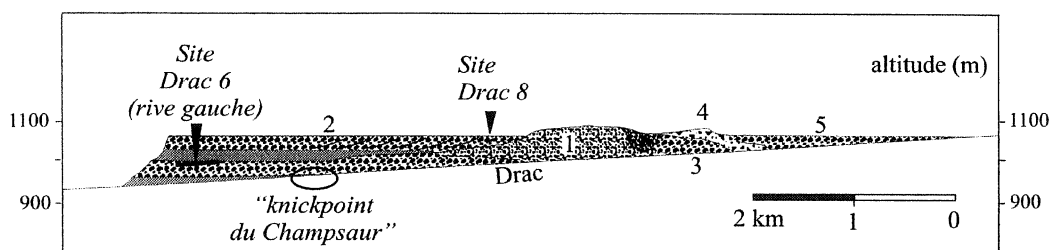


FIGURE 48– Coupe longitudinale de la «terrasse de St Bonnet», des sites de datation ^{10}Be Drac 8 à Drac 6.
1 : Moraine de Robin (Würm II, stade 4) ; 2 : Terrasse de St Bonnet (Würm II, stade 4) ; 3 : Sables deltaïques de Serre Repiton (cataglacière Würm II) ; 4 : Glacio-lacustre cataglacière Würm III. D'après Montjuvent [1978].

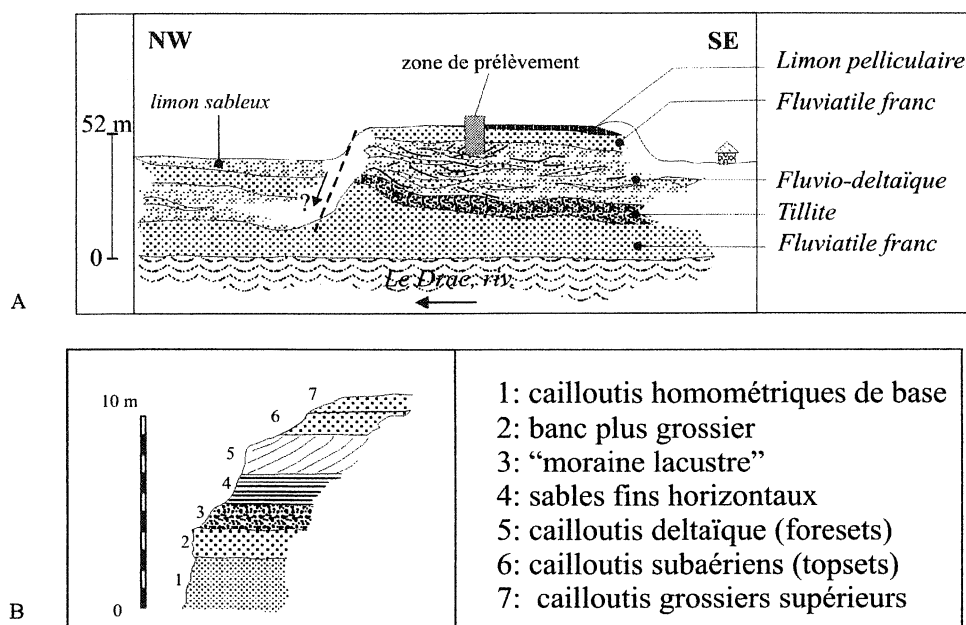


FIGURE 49– Coupes de détail sur le site de datation Drac 8.

A : Site d'échantillonnage Drac 8 (Le Tuve ou Forest Davin) : profil longitudinal.

B : Site d'échantillonnage Drac 8 : détail des faciès d'après Montjuvent [1978].

La mesure y gagne en précision altitudinale, mais on perd le bénéfice de la superposition des sites Drac 1 et Drac 2 pour mesurer l'évolution de la vitesse d'incision. Le site Drac 7 présente cependant l'avantage de dater tout un ensemble de terrasses formant un niveau continu entre les gorges de la Mure et de Monteynard, niveau qui se termine au droit du site Drac 1 (Fig 37).

Le prélèvement Drac 3 a été effectué sur la seule coupe fraîche existant actuellement dans le niveau des Hautes Terrasses du lac du Beaumont. Cette coupe est malheureusement localisée au débouché de la Souloise, une rivière qui draine le synclinal sédimentaire du Dévoluy. Les grès provenant du Dévoluy sont très fins. Les grains de quartz qui les constituent sont trop petits pour l'analyse (<250 mm).

Le site Drac 4 correspond à des blocs erratiques disséminés à la surface de la moraine de fond du plateau de Villardon. Des blocs de cristallin d'un volume de 1 m³ jonchent la moraine de fond qui recouvre cette haute terrasse. Des griffures à leur surface et des lignes de mousses basculées démontrent que ces blocs ont été déplacés récemment pour les besoins de l'agriculture. Seul un très grand bloc calcaire, "Pierre Folle", paraît ne pas avoir été retouché.

Les échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs le long des coupes pour construire des profils de con-

centration (cf. §3.1). Les caractéristiques de ces échantillons sont reportées dans la table 4.

1.1.3– Prélèvements du Buëch

Les terrasses rocheuses du Buëch sont couvertes de dépôts fluviaux. L'épaisseur de ces dépôts ne dépasse pas quelques mètres sur le site de datation Buëch 3. Les terrasses rocheuses des niveaux T2 et T3 sont couvertes de plusieurs dizaines de mètres de dépôts fluviaux grossiers laissés lors de phases d'aggradation ayant précédé leur abandon (cf. Ch. 5.3).

Trois sites de datations ont été retenus (Fig. 38, 39, 44 et 50) sur trois niveaux de terrasses étagés distincts de la zone péri-glaciaire (Table 5).

Les conditions d'affleurement sur les niveaux T2 et T3 n'ont pas permis de prélever des échantillons en profondeur. Ces terrasses sont considérées comme anciennes. La production *in situ* est donc en principe très supérieure à l'héritage. On a de ce fait substitué à l'échantillonnage vertical un échantillonnage de surface.

Le site Buëch 3, d'âge comparable aux sites du Drac, a fait l'objet d'un échantillonnage vertical, puis a été traité suivant le même protocole. Les caractéristiques de ces échantillons sont reportées dans la table 6

Terrasse	Nom	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Origine	Type d'affleurement	Age supposé
Eygaux de Veyras (T3)	Buëch 1	44°31.3'	5°46.9'	965	proglaciaire	surface	Mindel
Aspres-sur-Buëch (T2)	Buëch 2	44°30.4'	5°43.9'	815	proglaciaire	surface	Riss
La Bâtie-Montsaléon (T1)	Buëch 3	44°27.4'	5°44.4'	720	postglaciaire	falaise naturelle	Würm

TABLE 5– Situation, origine et âges supposés des sites du Buëch retenus pour les datations par âge d'exposition.

Terrasse	Echantillon	Profondeur (centimètres)	Poids (grammes)	Nature pétrographique
Eygaux de Veyras	Buech 1-1	0	2990	quartzite
	Buech 1-2	0	1321	quartzite
	Buech 1-3	0	2115	quartzite
Aspres-sur-Buëch	Buech 2-1	0	733	quartzite
	Buech 2-2	0	965	quartzite
	Buech 2-3	0	835	quartzite
La Bâtie-Montsaléon	Buech 3-1	55	1255	grès
	Buech 3-2	112	2100	grès grossier
	Buech 3-3	145	2445	grès fin
	Buech 3-4	80	1815	grès fin
	Buech 3-5	224	1920	grès grossier

TABLE 6– Profondeur, poids et nature pétrographique des échantillons prélevés sur les sites de datation du Buëch.



A-B : Buech 1. Terrasse de l'Eygau de Veyras.

A : Horizons supérieurs du sol fersiallitique partiellement dérubié. Éléments quartziteux dans un limon argileux décarbonaté.

B : Galets de quartzite à la surface du sol sous couvert forestier.



C : Buech 2. Terrasse de d'Aspres sur le Buëch.

Site de prélèvement. Surface parfaite horizontale sur 50 à 500 m autour du site. prélèvement sur une parcelle en friche, labourée à sol réduit.

D : Panorama sur la confluence du Petit Buëch et du Grand Buëch et localisation des sites de datation. T1, T2, T3 : niveaux des hautes Terrasses.



FIGURE 50– Vues des sites de datation du Buëch.

1.1.4— Prélèvements de la Drôme.

Les terrasses de la Drôme sont nombreuses mais généralement assez dégradées, avec une pente transversale importante acquise par érosion ou enfouissement. S'y ajoute la médiocrité des coupes actuellement disponibles, anthropiques et naturelles. Aucune terrasse de la zone intra-montagneuse ne semble avoir conservé de surface originelle. Dans le piémont, l'état de conservation des surfaces est plus varié. Les niveaux de terrasses de la rive sud ont été très fortement érodés et remaniés, et comme le couloir rhodanien, est une zone privilégiée de sédimentation loessique, les terrasses étagées disparaissent morphologiquement sous une couverture épaisse de loess et de coulées cryoclastiques interstratifiées (Fig. 42). Leur dépôt s'est effectué sur plusieurs périodes froides séparées par des intervalles tempérés au cours desquels se développent des lehms. Ce type de séquence est décrit en abondance dans la littérature sur d'autres terrasses périalpines [par ex. Bonifay, 1962 ; Mandier, 1984].

En rive droite se développe un niveau de vastes terrasses disposées en enfilade, déconnectées des collines molassiques par érosion différentielle. Leurs pentes longitudinales, parfaitement conservée, dessine un paléoprofil bien contraint. D'après les corrélations existantes [Masseport, 1958 ; Mandier, 1984], ce sont aussi les plus anciennes terrasses de la Drôme (Très Hautes Terrasses, cf. Ch. 3.3 et 4).

Ces Très Hautes Terrasses forment des plateaux isolés. Elles sont soumises à un ruissellement réduit et ne reçoivent pas d'apports de versant. Leur surface n'est cependant pas tout à fait originelle, contrairement aux apparences. On trouve en effet au fond des ravines qui drainent les flancs de ces terrasses un matériel soliflué argileux, rubéfié, et décalcifié emballant une fraction grossière de gélifracsts silicatés (silex essentiellement). La position très exposée de ces plateaux les rend

moins favorables au dépôt de loess que les versants de la rive sud. Des dépôts loessiques affleurent en placages métriques discontinus, mais la tendance générale est à la déflation éolienne. Les sols présents sur les THT sont très peu évolués par comparaison aux terrasses de même âge de la vallée du Rhône [Bornand, 1978]. Le retard chronoséquentiel des terrasses de la Drôme s'explique en partie par la nature très calcaire et peu ferro-magnésienne des alluvions drômoises.

Sur un tel matériau, la fersiallisation progresse lentement [Bornand, 1978]. Cet effet est confirmé par la présence d'un sol plus évolué sur la terrasse du Bois du Four, une terrasse à alluvions rhodaniennes située en contrebas du niveau des THT de la vallée de la Drôme, à la confluence de la Drôme et du Rhône.

Le matériel soliflué et les loess rubéfiés et décalcifiés accumulés sur les versants sous le vent prouvent que le vent et les mouvements de sol diffus ont enlevé aux terrasses des produits d'altération nettement plus évolués que ceux qui sont présents actuellement à leur surface. La présence de ces sols disparus est confirmée par la surconcentration des clastes siliceux à la surface de la terrasse par rapport aux alluvions non altérées sous-jacentes. Etant donné l'état de dégradation avancé des autres niveaux, l'ancienneté du niveau considéré et sa relative conservation, une tentative de datation a été entreprise sur la très haute terrasse la plus proche de la confluence de la Drôme et du Rhône.

Le niveau des THT se termine au niveau du Rhône par le plateau de Soulier. A l'ouest de ce plateau, l'influence rhodanienne se traduit par un enrichissement notable des alluvions en quartzites. Leur abondance au sein de la masse alluviale a permis de constituer un profil des concentrations en ^{10}Be et ^{26}Al en fonction de la profondeur. Les caractéristiques des échantillons prélevés en carrière sont listées dans la table 7.

Terrasse	altitude	latitude	longitude	Echantillon	Profondeur (centimètres)	Poids (grammes)	Nature pétrographique
Soulier (Drôme 4)	180 m	44°47,6'	4°53.7'	Drôme 4-1	70	-	quartzite
				Drôme 4-2	70-80	-	quartzite
				Drôme 4-3	100	700	quartzite
				Drôme 4-4	130	540	quartzite
				Drôme 4-5	170	395	quartzite
				Drôme 4-6	210	295	quartzite
				Drôme 3-6	630	-	silex

TABLE 7— Profondeur, poids et nature des échantillons prélevés sur le site de datation de la Drôme.

1.2- Extraction du ^{10}Be .

Les broyages et tamisages ont été réalisés au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines (LGCA) de l'Université Grenoble 1. Les dissolutions et les extractions des échantillons du Drac et du Buëch ont été menées au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (CEREGE) de l'Université Aix-Marseille 3, sous la direction du Pr. Didier Bourlès, à l'exception de trois échantillons intégralement traités par Lionel Siame, maître de conférence de l'Université de Paris-Orsay.

Les échantillons de la vallée de la Drôme ont été traités et analysés par le Dr. Derek Fabel, dans le cadre d'une collaboration avec la Research School of Earth Sciences de l'Australian National University de Canberra. Le protocole suivi pour l'extraction du ^{10}Be des échantillons du Drac est schématisé sur la figure 52.

Les échantillons sont broyés et tamisés. La fraction 250-500 μm est extraite, augmentée de la fraction 500-1000 μm si la quantité de quartz est insuffisante. Les minéraux constitutifs des grains sont désolidarisés et dissous par attaque à l'acide chlorhydrique puis à l'acide hexafluorosilicique. Seuls le quartz et quelques minéraux accessoires y résistent. Les acides sont renouvelés jusqu'à l'obtention d'une poudre de quartz pur (3-4 semaines sont nécessaires en moyenne). La dissolution de 30 % du quartz en trois dissolutions partielles successives permet d'éliminer la frange des grains potentiellement polluée par du ^{10}Be atmosphérique [Braucher, 1998].

Le ^{10}Be étant très faiblement concentré, du ^9Be entraîneur est ajouté à la solution. Le Béryllium est complexé par l'acétylacétone. L'acétylacétone est ensuite entraîné par du tétrachlorure de carbone. La phase organique est détruite par attaque acide (chlorhydrique, perchlorique et nitrique), puis les hydroxydes de Béryllium sont précipités à pH 8 par neutralisation à l'ammoniaque. Les hydroxydes sont déshydratés à 800°C dans des creusets en quartz puis incorporés dans des cibles en Molybdène pour l'analyse au spectromètre de masse à accélération.

1.3- Mesure du Béryllium

Les teneurs en ^{26}Al et ^{10}Be des échantillons de la Drôme ont été mesurés au Lucas Heights Science and Technology Center, Sydney, Australie, par Derek Fabel. Les concentrations de ^{10}Be des échantillons du Drac et du Buëch ont été mesurées avec un spectromètre de masse par accélération du type Tandetron au Centre de Spectrométrie Nucléaire et de Spectrométrie de Masse de Gif-sur-Yvette, France, dont le fonctionnement est brièvement décrit ci-dessous [Fig.51, Bourlès, 1988].

Les éléments contenus dans les cibles sont ionisés sous un flux de Césium. Le faisceau émis est focalisé grâce à un diaphragme et à une série de lentilles. Une première déviation du faisceau par un électro-aimant munis d'un *bouncer* permet de sélectionner successivement un faisceau de ^{10}Be ou de ^9Be . Le ^9Be est mesuré pour la conversion des comptages ^{10}Be en concentration de ^{10}Be . La concentration en ^9Be des échantillons est connue : elle correspond à celle de l'entraîneur qui est ajouté pendant le traitement chimique.

Le faisceau est ensuite fortement accéléré de 0 à 2.5 MV jusqu'à un canal de *stripping* où les ions sont débarrassés d'une partie de leur cortège électronique en traversant une atmosphère d'Argon. Chargés positivement, ils subissent une accélération supplémentaire de 2.5 MV à 0 V en sortie de la zone d'accélération. Les ions de charge 2+ sont ensuite sélectionnés par un déflecteur électrostatique. Un nouvel électroaimant d'analyse permet de diriger le ^{10}Be et le ^9Be vers leurs détecteurs respectifs (cages de Faraday). Le ^{10}Be est séparé partiellement de son isobare ^{10}B au passage d'une feuille de Carbone dans laquelle les ions sont d'autant plus ralentis que le numéro atomique est élevé (^{10}Be : 4 ; ^{10}B : 5). Le ^{10}B est ainsi plus ralenti que le ^{10}Be . Ces isobares sont ainsi séparés par un dernier électro-aimant au-delà duquel se trouve le détecteur du $^{10}\text{Be}^{3+}$ (chambre de détection constituée d'un mélange Ar-CH_4). Les concentrations des échantillons du Drac et du Buëch ainsi obtenues sont reportées dans la table 8. Au moment où se termine ce mémoire, les mesures ^{10}Be de la Drôme ne sont pas disponibles.

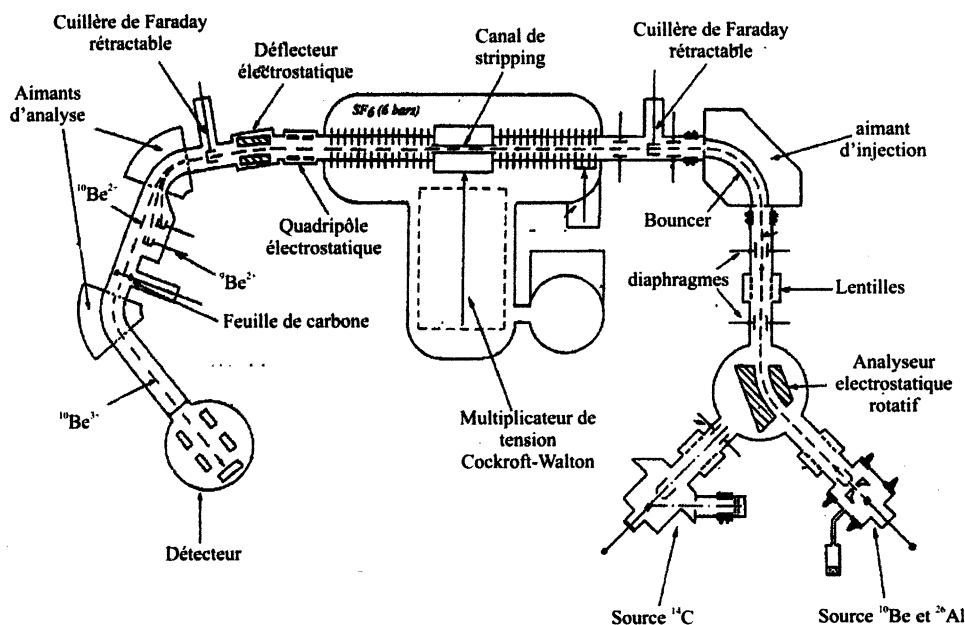
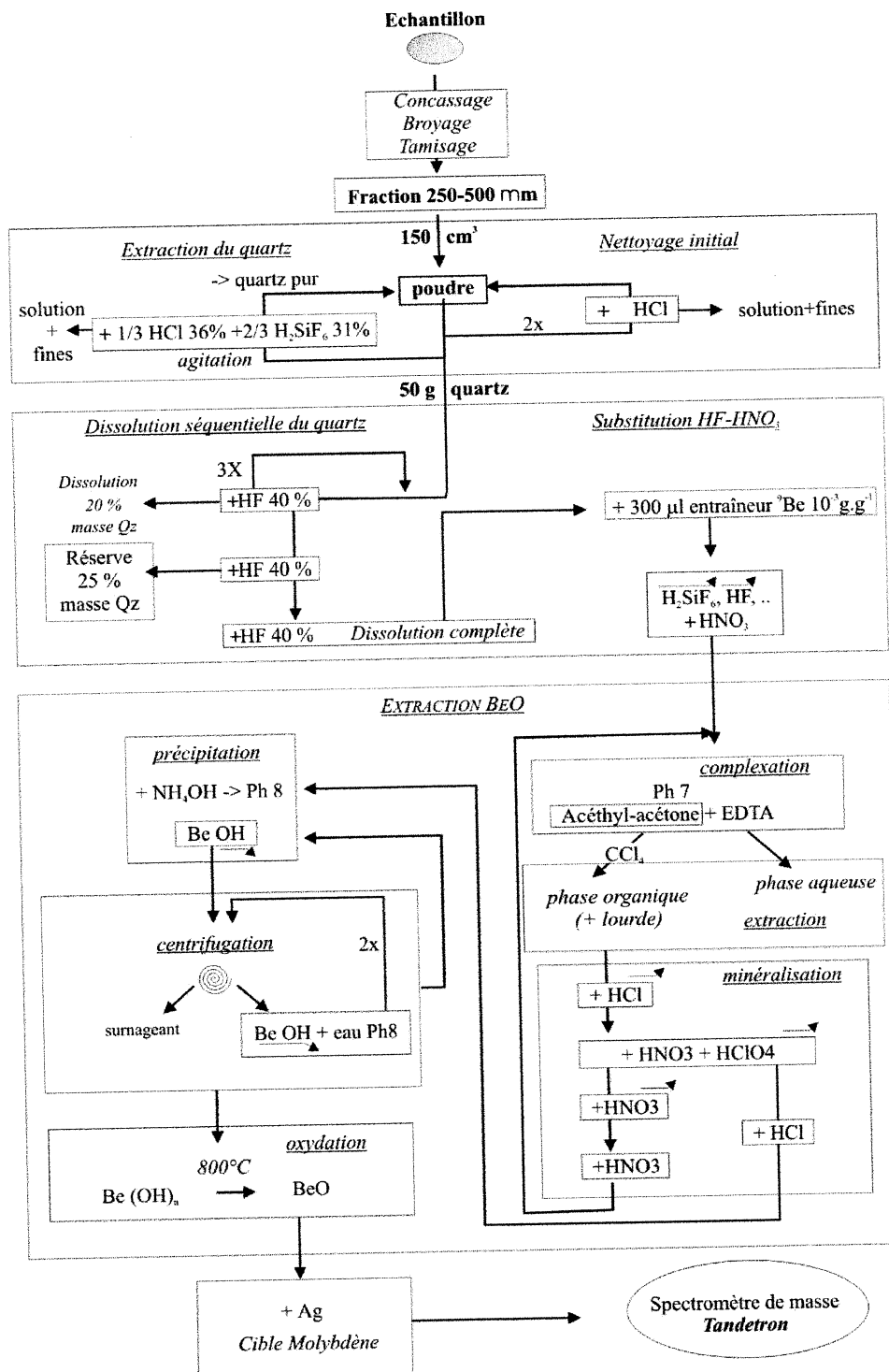


FIGURE 51- Représentation schématique du spectromètre de masse par accélération du type Tandetron.

FIGURE 52- Protocole d'extraction du ¹⁰Be.

nom terrasse	Echantillon	Poids de quartz g	Temps de Comptage s	Nombre de coups	Z	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ NIST	$\frac{(^{10}\text{Be}/^9\text{Be})_{\text{ech}}}{(^{10}\text{Be}/^9\text{Be})_{\text{blanc}}}$	$[^{10}\text{Be}]$ at.g^{-1}	Erreur $[^{10}\text{Be}]$ at.g^{-1}
VILLARD-JULIEN	Drac 1-0	8,98	1500	70	$3,689.10^{-5}$	$2,035.10^{-2}$	5,1	$1,0856.10^5$	$1,601.10^4$
	Drac 1-2	16,9237	1500	51	$5,23.10^{-5}$	$2,035.10^{-2}$	7,2	$8,1590.10^4$	$1,316.10^4$
	Drac 1-3	15,9942	1500	52	$3,059.10^{-5}$	$2,035.10^{-2}$	4,2	$5,0543.10^4$	$8,698.10^3$
	Drac 1-5	14,0915	1500	82	$5,617.10^{-5}$	$1,982.10^{-2}$	7,9	$1,0816.10^5$	$1,416.10^4$
	Drac 1-8	18,4173	1500	14	$1,128.10^{-5}$	$1,982.10^{-2}$	1,6	$1,6618.10^4$	$6,940.10^3$
CHAUFFAYER	Drac 5-1	40,6922	500*	45	$9,891.10^{-5}$	$1,982.10^{-2}$	13,9	$6,5953.10^4$	$1,077.10^4$
	Drac 5-3	22,7472	300*	6	$2,290.10^{-5}$	$1,982.10^{-2}$	3,2	$2,7316.10^4$	$1,333.10^4$
	Drac 5-5	30,4868	1000	114	$1,010.10^{-4}$	$1,982.10^{-2}$	14,2	$8,9891.10^4$	$9,936.10^3$
LESTQUIÈRE	Drac 6-1	30,3291	1500	99	$4,102.10^{-5}$	$1,948.10^{-2}$	5,9	$3,7339.10^4$	$4,698.10^3$
	Drac 6-3	10,05	1500	19	$8,983.10^{-6}$	$1,929.10^{-2}$	1,3	$2,4919.10^4$	$1,053.10^4$
	Drac 6-4	32,637	500*	3	$1,778.10^{-5}$	$1,948.10^{-2}$	2,5	$1,5040.10^4$	$1,084.10^4$
LES ARMANDS	Drac 7-1	35	1500	96	$6,580.10^{-5}$	$1,948.10^{-2}$	9,4	$5,1901.10^4$	$6,287.10^3$
	Drac 7-2	10,59	1500	16	$1,216.10^{-5}$	$1,948.10^{-2}$	1,7	$3,1700.10^4$	$1,191.10^4$
	Drac 7-4	23,004	1500	19	$1,013.10^{-5}$	$1,948.10^{-2}$	1,4	$1,2157.10^4$	$4,734.10^3$
LE TUVE	Drac 8-1	9,16	1500	72	$3,114.10^{-5}$	$1,929.10^{-2}$	4,5	$9,4777.10^4$	$1,410.10^4$
	Drac 8-2	33,1705	1000	113	$8,505.10^{-5}$	$1,929.10^{-2}$	12,3	$7,1483.10^4$	$7,986.10^3$
	Drac 8-3	35,76	*	10	$3,349.10^{-6}$	$1,913.10^{-2}$	1		
BLANC DRAC									

* : saturation des compteurs par le ^{10}B , arrêt du comptage.

Concentration en ^{10}Be des échantillons du Drac. Mesures réalisées sur le Tandemtron de Gif-sur-Yvette.

Z : rapport des courants ^9Be et ^{10}Be mesurés. Z_{NIST} : courant du standard NIST. $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}_{\text{NIST}}=2,68 \text{ E-11}$. Entraîneur ^9Be : $300 \mu\text{l à } 10^{-3} \text{ g.l}^{-1}$.

TABLE 8- Concentration en ^{10}Be des échantillons du Drac et du Buëch

NOM TERRASSE	Echantillon	Poids de quartz g	Temps de Comptage s	Nombre de coups	Z	Z NIST	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$	$\frac{(^{10}\text{Be}/^9\text{Be})_{\text{ech}}}{(^{10}\text{Be}/^9\text{Be})_{\text{blanc}}}$	$[^{10}\text{Be}]$ at.g. ⁻¹	Erreur [^{10}Be] at.g. ⁻¹
EYGAUX	Buech 1-1	39,5701	L. Siame	1983	-	-	4,482.10 ⁻¹²	1630,	2,2729.10 ⁶	1,247.10 ⁵
	Buech 1-2	41,6046	1000	295	3,388.10 ⁻³	2,063.10 ⁻²	4,401.10 ⁻¹²	467	2,1228.10 ⁶	1,633.10 ⁵
	Buech 1-3	29,9491	1000	2063	1,995.10 ⁻³	2,063.10 ⁻²	2,592.10 ⁻¹²	259	1,7365.10 ⁶	9,523.10 ⁴
ASPRES-SUR-BUECH	Buech 2-1	39,4450	L. Siame	913	-	-	1,242.10 ⁻¹²	452	6,3184.10 ⁵	3,800.10 ⁴
	Buech 2-2	32,3014	1100	107	2,897.10 ⁻⁴	2,063.10 ⁻²	3,763.10 ⁻¹³	39	2,3380.10 ⁵	2,613.10 ⁴
	Buech 2-3	37,8212	1500	96	1,568.10 ⁻⁴	2,063.10 ⁻²	2,037.10 ⁻¹³	21	1,0807.10 ⁵	1,292.10 ⁴
LA BATIE-MONTSALEON	Buech 3-1	19,2537	L. Siame	25	-	-	3,447E-14	12.5	3,5925.10 ⁴	8,226.10 ³
	Buech 3-2	49,7343	*	-	-	-	-	-	-	-
	Buech 3-3	11,1005	*	-	-	-	-	-	-	-
	Buech 3-4	16,1500	1500	40	2,327.10 ⁻⁵	2,035.10 ⁻²	3,065.10 ⁻¹⁴	3.2	3,8078.10 ⁴	9,596.10 ³
	Buech 3-5	35,0093	1500	27	1,277.10 ⁻⁵	2,035.10 ⁻²	1,682.10 ⁻¹⁴	1.7	9,6395.10 ³	4,908.10 ³
BLANC BUECH 1			L. Siame	22	7,228.10 ⁻⁶	2,014.10 ⁻²	2,749.10 ⁻¹⁵			
BLANC BUECH 2							9,618.10 ⁻¹⁵			

• *: saturation des compteurs par le ^{10}B , arrêt du comptage.

Concentration en ^{10}Be des échantillons du Buëch. Mesures réalisées sur le Tandemron de Gif-sur-Yvette.

Z : rapport des courants ^9Be et ^{10}Be mesurés. Z_{NIST} : courant du standard NIST. $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}_{\text{NIST}}=2,68 \text{ E-11}$. Entraîneur ^9Be : 300 μl à 10^{-3} g.l^{-1} . L.Siame : traitements et mesures effectués par L. Siame, MC à l'université Paris-Sud Orsay.

TABLE 8— Concentration en ^{10}Be des échantillons du Drac et du Buëch
(suite)

2- CORRECTIONS GÉNÉRALES DU TAUX DE PRODUCTION

2.1- Correction du relief

Sur les sites étudiés, le relief induit une diminution du taux de production qui ne dépasse pas 4 % (cf. Table 9). Le facteur de correction est calculé suivant l'équation (eq 11).

Les surfaces de terrasses étant horizontales, il n'est pas nécessaire ici d'introduire de correction de pente.

2.2- Correction du couvert végétal

Les enregistrements polliniques régionaux révèlent que les vallées contenant les terrasses ont été couvertes de forêts denses pendant des milliers d'années [Beaulieu *et al.*, 1983 ; Argant et Argant, 2000]. Des forêts importantes se sont développées à l'Alleröd et à l'Atlantique jusqu'à des altitudes de 2000 m. Ces épisodes sylvatiques ont été de courte durée par rapport aux périodes froides glaciaires et tardiglaciaires, quand le couvert végétal était réduit. La végétation s'est éclaircie de nouveau à partir de 5000 ans B.P. lorsque débute une longue période de déforestation anthropique.

L'effet d'écran d'une forêt dense induit une diminution de la production des cosmonucléides limitée à 2-3 % (cf. Ch. 2.4). Les effets d'écrans induits par les forêts clairsemées du Tardiglaciaire ou les épaisses forêts de l'Atlantique n'ont pas dû être supérieurs. Ils ont été de surcroît assez limités dans le temps.

Comme nous ne disposons pas, de toute façon, de moyens pour reconstituer plus précisément l'évolution du couvert végétal sur les sites de datation, on ne peut espérer évaluer plus précisément cet effet d'écran. De plus, il n'engendre qu'une incertitude très faible en regard de celles qui pèsent sur les taux de production. Nous le considérerons donc comme négligeable.

2.3- Correction de la couverture neigeuse

Des corrections de 1-3% ont été calculées pour des sites beaucoup plus enneigés que les terrasses du Drac (cf. Ch. 2.4). Quasi-nulle sur la Drôme et le Buëch, la couverture neigeuse annuelle moyenne augmente dans le Champsaur (Haut Drac, sites Drac 6 et Drac 8).

nom du site	$\theta 1$	$\phi 1$	$\theta 2$	$\phi 2$	$\theta 3$	$\phi 3$	$\theta 4$	$\phi 4$	$\theta 5$	$\phi 5$	$\theta 6$	$\phi 6$	$\theta 7$	$\phi 7$	F
Drac 1	12	25	5	160	14	45	12	30	8	40	7	60			0,9975
Drac 5	7	40	10	30	6	125	17	25	9	20	16	100	4	20	0,9941
Drac 6	11	100	4	60	2	40	12	40	6	90	0	30			0,9980
Drac 7	8	60	25	110	8	65	15	125							0,9777
Drac 8	15	85	5	120	15	80	5	75							0,9945
Buech 1	0	360													~ 1
Buëch 2	15	30	15	120	18	50	25	100	22	60					0,9696
Buëch 3	20	255	25	105											0,9625
Drôme 4	0	40	5	140	0	40	5	140							0,9998

TABLE 9- Correction de l'effet d'écran du relief selon les sites de datation.
 θi : élévation au-dessus de l'horizon. ϕi : angle azimutal. F : facteur de correction.

Faute là encore de disposer de mesures plus précises, et étant donné les faibles corrections que la couverture implique, cet effet sera lui aussi considéré comme négligeable.

Les âges ^{10}Be apparents des différents échantillons, compte tenu de ces corrections, sont reportés dans les tableaux 10 (Drac) et 12 (Buëch). Cependant, une partie du ^{10}Be des terrasses alluviales provient de l'exposition des clastes aux rayonnements cosmiques avant leur incorporation aux terrasses. Ce ^{10}Be est "hérité" de l'exhumation et du transport des clastes. La distinction de la composante héritée et de la composante *in situ* est l'objet du paragraphe suivant.

3- TRAITEMENT SPÉCIFIQUE DU PROBLÈME DE L'HÉRITAGE

Les terrasses alluviales contiennent du ^{10}Be provenant de l'exposition des clastes aux rayonnements cosmiques avant leur incorporation aux terrasses.

La production de ^{10}Be s'amorce pendant l'exhumation finale de la roche et se poursuit pendant son transport sur les pentes et dans le réseau hydrographique. Chaque galet qui se dépose sur une terrasse possède une histoire d'exhumation propre. La mesure de la concentration en cosmonucléides en fonction de la profondeur est une méthode efficace pour distinguer la composante cosmogénique héritée de la production *in situ* (§ 3.1).

Des profils théoriques semblables aux profils de concentration mesurés sont obtenus en ajustant quelques paramètres modulateurs. Trois paramètres sont ici considérés : la densité du sol, l'héritage des alluvions et l'âge de dépôt. L'ajustement est effectué numériquement en sélectionnant parmi des tirs aléatoires les solutions acceptables et les meilleures solutions (§ 3.2). La méthode proposée permet de définir un intervalle d'âges possibles incluant un intervalle d'âges probables plus restreint. La signification des valeurs d'héritage obtenues peut alors être discutée (§ 3.3).

Site	Echantillon	Profondeur (cm)	Latitude (°)	Altitude (m)	Facteur d'écran (relief)	Facteur correctif de Dunai	P_0 corrigé Dunai ($at.g^{-1}.an^{-1}$)	P_1 : P ₁ corrigé de l'écran ($at.g^{-1}.an^{-1}$)	P_2 : P ₂ corrigé de l'écran ($at.g^{-1}.an^{-1}$)	P_3 : P ₃ corrigé de l'atténuation des neutrons	P_4 : P ₄ corrigé de l'atténuation des muons	Âge d'exposition Apparent calculé à partir de P_4 (années)
VILLARD-JULIEN	Drac 1-0	0	44,8565	775	0,9975	1,8470	10,7	10,7	10,7	10,7	10,7	10,2 ± 2,1
	Drac 1-2	35	44,8565	775	0,9975	1,8470	10,7	10,7	10,7	6,7	6,8	12,1 ± 2,6
	Drac 1-3	75	44,8565	775	0,9975	1,8470	10,7	10,7	10,7	3,9	4,0	12,6 ± 2,8
	Drac 1-5	152	44,8565	775	0,9975	1,8470	10,7	10,7	10,7	1,4	1,5	72,6 ± 14,3
	Drac 1-8	292	44,8565	775	0,9975	1,8470	10,7	10,7	10,7	0,2	0,3	53,1 ± 20,3
CHAUFFAYER	Drac 5-1	90	44,7489	915	0,9942	2,0815	12,1	12,1	12,0	3,6	3,7	17,8 ± 3,9
	Drac 5-3	230	44,7489	915	0,9942	2,0815	12,1	12,1	12,0	0,6	0,7	40,7 ± 17,6
	Drac 5-5	75	44,7489	915	0,9942	2,0815	12,1	12,1	12,0	4,4	4,5	20,0 ± 3,7
LESTQUIERES	Drac 6-1	25	44,6903	950	0,9980	2,1431	12,4	12,4	12,4	8,9	8,9	4,2 ± 0,8
	Drac 6-3	72	44,6903	950	0,9980	2,1431	12,4	12,4	12,4	4,7	4,8	5,1 ± 1,9
	Drac 6-4	100	44,6903	950	0,9980	2,1431	12,4	12,4	12,4	3,3	3,4	4,5 ± 3,0
LES ARMANDS	Drac 7-1	30	44,9133	475	0,9777	1,4182	8,2	8,2	8,0	5,4	5,4	9,6 ± 1,8
	Drac 7-2	55	44,9133	475	0,9777	1,4182	8,2	8,2	8,0	3,9	3,9	8,1 ± 2,9
	Drac 7-4	230	44,9133	475	0,9777	1,4182	8,2	8,2	8,0	0,4	0,5	27,0 ± 9,6
LE TUVE	Drac 8-1	40	44,6680	1025	0,9945	2,2837	13,2	13,2	13,2	7,7	7,8	12,2 ± 2,5
	Drac 8-2	70	44,6680	1025	0,9945	2,2837	13,2	13,2	13,2	5,2	5,3	13,6 ± 2,5
	Drac 8-3	90	44,6680	1025	0,9945	2,2837	13,2	13,2	13,2	4,0	4,1	

TABLE 10- Facteurs correctifs du taux de production appliqués aux sites du Drac et âges d'exposition. Facteurs correctifs appliqués à un taux de production polaire P_0 de $5.8 \text{ at.g}^{-1}.an^{-1}$ [Nishizumi, 1989]. Les facteurs correctifs de Dunai [2000] tiennent compte de la latitude et de l'altitude. Le facteur d'écran est déterminé à partir de l'angle sur l'horizon du relief environnant. Les longueurs d'atténuation caractéristiques sont de 150 g.cm^{-2} pour les neutrons et de 1300 g.cm^{-2} pour les muons. La production muonique représente 1.5% de la production muo-neutronique en surface

3.1– Présentation de la méthode des profils de concentration

L'essentiel de l'héritage est acquis pendant l'exhumation [Schaller *et al.*, 2001]. La variabilité et la valeur moyenne de l'héritage dépendent d'une part de la variation spatio-temporelle des modes d'érosion et de transport et d'autre part de l'hétérogénéité de la vitesse d'incision sur le bassin versant de la terrasse étudiée.

L'accumulation *in situ*, postérieure au dépôt, décroît exponentiellement avec la profondeur, alors que l'héritage évolue aléatoirement. On peut donc séparer les deux composantes en mesurant l'évolution réelle de la concentration. Les clastes sont échantillonnés dans les premiers mètres sous la surface.

On pourrait aussi, suivant la méthode d'Anderson *et al.* [1996] et Repka *et al.* [1997], amalgamer une population de clastes prélevés à la même profondeur afin de moyenner statistiquement l'héritage. L'analyse est ainsi réduite à la mesure de deux amalgames provenant de profondeurs différentes. Il est plus difficile cependant de déceler les effets induits par des modifications de la subsurface [érosion, enfouissement, turbations, etc., par ex. Braucher *et al.*, 1998] à partir de profils construits avec deux points.

La stratégie adoptée ici est de mesurer séparément la concentration de clastes isolés à différentes profondeurs. Les écarts de concentration mesurés claste par claste par rapport à des profils de concentration modèles apportent des informations sur la nature des phénomènes qui peuvent affecter la surface (tassement, déflation, creeping, etc.), mais ne permettent pas d'estimer convenablement la dispersion des valeurs d'héritage. Il faudrait pour cela réaliser des mesures individuelles sur des dizaines, voire des centaines, de clastes, ce qui demanderait un investissement considérable.

Sur l'ensemble des sites d'échantillonnage, la taille des clastes ne varie pas de façon systématique avec la profondeur, à l'échelle des coupes échantillonnées. Il n'existe donc pas de biais systématique en fonction de la profondeur qui soit lié à une éventuelle variation de l'héritage lié à la taille des clastes.

3.2– Modélisation.

Les valeurs des variables entrant dans le calcul de l'âge ne sont pas toutes connues. La démarche adoptée ici est celle d'un ajustement de ces paramètres de telle sorte que le profil de concentration calculé ressemble le plus possible au profil de concentration mesuré. Une vaste population de profils ayant des valeurs propres d'héritage, d'âge et de densité sont produits. Les valeurs des variables sont choisies aléatoirement suivant un tirage de type Monte Carlo.

L'érosion à la surface des terrasses du Drac et de la plus basse terrasse T1 du Buëch est négligeable. La morphologie et la structure des terrasses au droit des sites d'échantillonnages ne montrent pas d'indices d'enfouissement, deurbation profonde ni de ravinement.

Les clastes ne peuvent pas être entraînés de toute façon par les eaux de ruissellement, puisque que seules des cours d'eau ayant la puissance du Drac ou du Buëch pourraient les mettre en mouvement. Les filets d'eau qui pourraient parcourir ces terrasses ne pourraient atteindre des débits suffisants. Le ruissellement, concentré ou diffus est peu favorisé par la nature très perméable des alluvions. Cette perméabilité forte empêche également leur mise en charge et leur déplacement par solifluxion. L'érosion n'est donc pas prise en compte dans ce modèle. Sont considérés comme variables dans l'équation (eq 9) l'âge de la terrasse, la densité et l'héritage. L'ensemble de la procédure est programmée en fortran77 en incorporant une sous-routine de tirage aléatoire préexistante.

Les limites d'âge imposées au départ pour le tirage aléatoire sont très larges et ne constituent en aucun cas une contrainte pour les solutions obtenues.

La densité des alluvions dépend principalement de leur porosité, laquelle varie de 10 à 30% dans l'environnement fluvial. La composition pétrographique des clastes importe peu, car les masses volumiques des espèces pétrographiques dominantes ont des valeurs proches (granite : 2.54-2.76 g.cm⁻³ ; calcaire : 2.6-2.8 g.cm⁻³). La densité des alluvions varie suivant l'arrangement des clastes et la distribution granulométrique des alluvions. Les alluvions fluviales chenalisées étant très hétérogènes, la mesure de la densité *in situ* s'avère délicate et lourde. Les valeurs fournies dans la littérature [manuels d'ingénieries et publications diverses, par ex. Alary, 1998 ou Hinderer, 2001] varient en zone vadose entre 1.4 et 2.3. La densité de nos alluvions se situe probablement entre 1.7 et 2.3. Ces valeurs limites sont retenues pour la modélisation.

La valeur de l'héritage est considérée comme homogène *a priori* le long de chaque profil. Cette modélisation étant apparue satisfaisante pour reproduire les mesures obtenues, il n'a pas été nécessaire de complexifier le modèle par la suite. La valeur de l'héritage pour chaque profil ne peut prendre une valeur supérieure à la concentration de l'échantillon le plus profond (le "blanc minéralogique") majorée de l'erreur de mesure.

Plusieurs jeux de valeurs densité-héritage-âge peuvent produire des profils satisfaisants. Leur aptitude à reproduire les mesures est appréciée d'après la variance entre les valeurs théoriques et les valeurs mesurées. Plusieurs minima locaux de variance pouvant exister, il est apparu plus intéressant de produire des cartes de la variance et d'apprécier son évolution en fonction des paramètres considérés. Pour ce faire, des milliers de profils sont produits, et les profils acceptables sont conservés pour produire les cartes de la variance (600 à 1000 individus). Les profils acceptables sont ceux qui entrent dans les barres d'erreurs de tous les échantillons d'un même profil (Fig. 53).

Les diagrammes âge-héritage (Fig. 54) font apparaître une zone de faible variance, définissant un ensemble de couples de valeurs d'âge et d'héritage permettant de reproduire assez fidèlement les valeurs observées. Ces zones permettent de définir un intervalle d'âges d'abandon et d'héritage probables (âges minimaux et maximaux de la zone à faible variance, Table11)

terrasse	âge minimal acceptable	âge maximal acceptable	âge minimal faible variance	âge maximal faible variance	âge minimum attendu	âge maximum attendu
Drac 5	11,7	26	18,6	23	14	22
Drac 8	7,6	14,7	9,8	13,2	10	18
Drac 6	1,1	4,9	3,2	4,2	1	12
Drac 1	7,2	14	8,2	12	18	25
Drac 7	5,9	10,3	6,6	9,3	5	18
Buëch 3	5,2	10,1	6,6	8,1	14	25

TABLE 11—Âges (en ka) des terrasses du Drac d'après la modélisation des profils de concentration. Âges acceptables : entrant dans les barres d'erreur de mesure; âges limites de la sous-population à faible variance ; âges supposés à partir des corrélations stratigraphiques [Montjuvent, 1978] et des calages chronologiques généralement admis [Schoeneich, 1988].

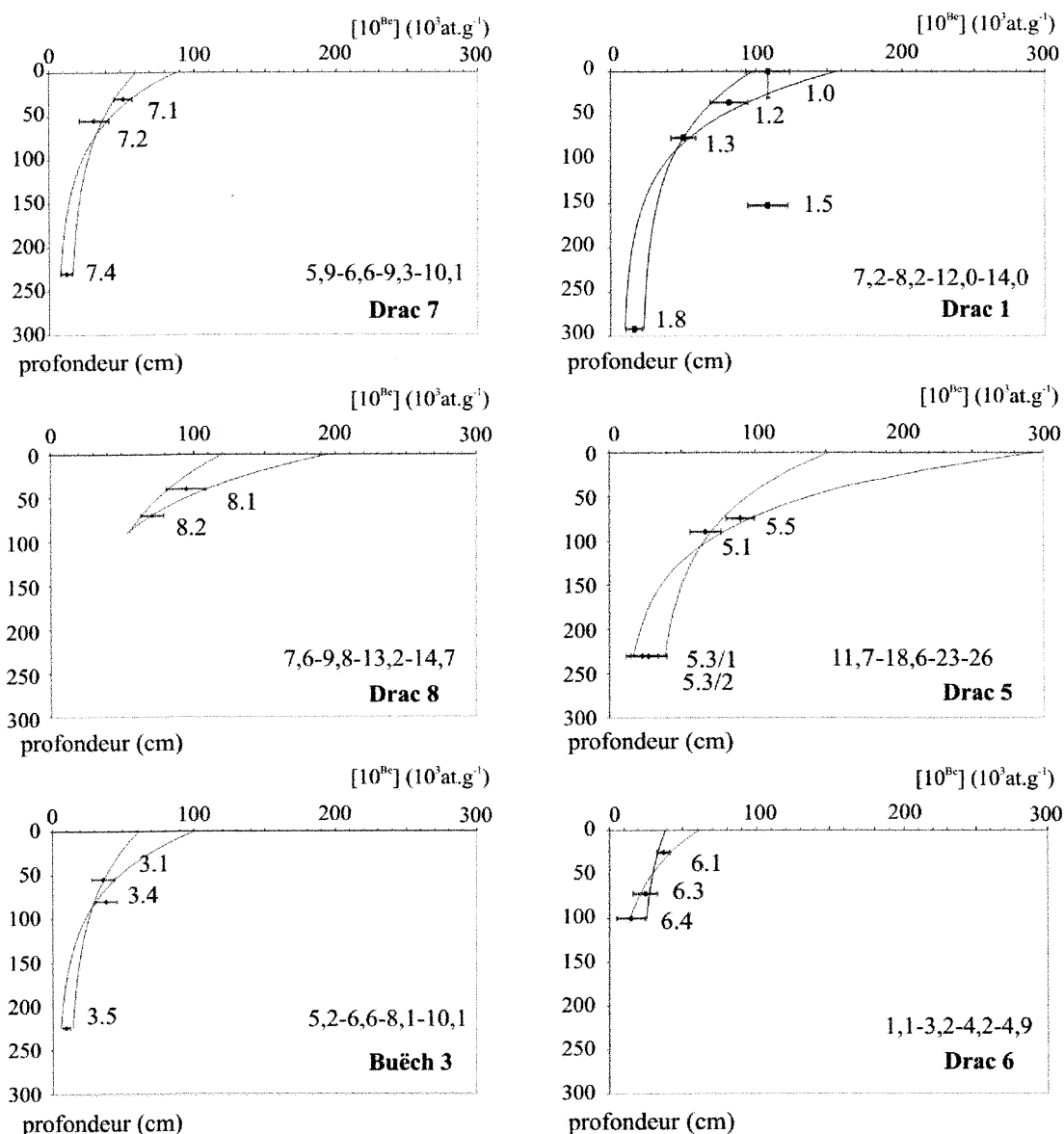


FIGURE 53—Profils de concentration en ^{10}Be des cinq sites du Drac et du site Buëch 3.

Diamants et barres d'erreurs : concentration mesurées et numéro d'échantillon.

Lignes continues : profils de concentration théoriques correspondant aux âges d'abandon maximal et minimal admissibles.

En bas à droite : âge minimal acceptable, âge minimal parmi les meilleurs modèles, âge maximal parmi les meilleurs modèles, âge maximal acceptable, tous en 10^3 ans.

Site	Echantillon	Profondeur (cm)	Latitude (°)	Altitude (m)	Facteur d'écran (relief)	Facteur correctif de Dunai	P_0 corrigé Dunai ($at.g^{-1}.an^{-1}$)	P_1 : P_0 corrigé ($at.g^{-1}.an^{-1}$)	P_2 : P_1 corrigé de l'écran ($at.g^{-1}.an^{-1}$)	P_3 : P_2 corrigé de l'atténuation des neutrons	P_4 : P_3 corrigé de l'atténuation des muons	Âge d'exposition Apparent calculé à partir de P_4 (milliers d'années)
EYGAUX DE VEYRAS	Buech 1-1	0	44,5213	965	1,0000	2,1655	12,6	12,6	12,6	12,6	12,6	189 ± 30
	Buech 1-2	0	44,5213	965	1,0000	2,1655	12,6	12,6	12,6	12,6	12,6	176 ± 30
	Buech 1-3	0	44,5213	965	1,0000	2,1655	12,6	12,6	12,6	12,6	12,6	143 ± 23
ASPRES-SUR BUECH	Buech 2-1	0	44,5065	815	0,9696	1,9031	11,0	10,7	10,7	10,7	10,7	59,9 ± 9,7
	Buech 2-2	0	44,5065	815	0,9696	1,9031	11,0	10,7	10,7	10,7	10,7	22,0 ± 4,1
	Buech 2-3	0	44,5065	815	0,9696	1,9031	11,0	10,7	10,7	10,7	10,7	10,1 ± 1,9
LA BATIE-MONTSALEON	Buech 3-1	55	44,4570	720	0,9625	1,7509	10,2	9,8	9,8	4,7	4,8	7,6 ± 2,0
	Buech 3-2	112	44,4570	720	0,9625	1,7509	10,2	9,8	9,8	2,2	2,3	-
	Buech 3-3	145	44,4570	720	0,9625	1,7509	10,2	9,8	9,8	1,4	1,5	-
	Buech 3-4	80	44,4570	720	0,9625	1,7509	10,2	9,8	9,8	3,4	3,4	11,1 ± 2,7
	Buech 3-5	224	44,4570	720	0,9625	1,7509	10,2	9,8	9,8	0,5	0,6	16,4 ± 5,2

TABLE 12- Facteurs correctifs du taux de production appliqués aux sites du Buëch et âges d'exposition. Facteurs correctifs appliqués à un taux de production polaire P_0 de $5.8 \text{ at.g}^{-1}.an^{-1}$ [Nishiizumi, 1989]. Les facteurs correctifs de Dunai [2000] tiennent compte de la latitude et de l'altitude. Le facteur d'écran est déterminé à partir de l'angle sur l'horizon du relief environnant. Les longueurs d'atténuation caractéristiques sont de 150 g.cm^{-2} pour les neutrons et de 1300 g.cm^{-2} pour les muons. La production muonique représente 1.5% de la production muo-neutronique en surface

3.3– Signification des valeurs d'héritage

Le principal défaut de la modélisation tient au fait que l'héritage est considéré comme constant d'un échantillon à l'autre pour un même profil théorique. On peut obtenir une appréciation plus juste de l'héritage moyen en amalgamant une population de clastes en profondeur [Anderson *et al.*, 1996 ; Repka *et al.*, 1997]. Cependant, chacun de nos profils comprend un claste prélevé à une profondeur où la production cosmogénique est négligeable. Cet échantillon est un " blanc minéralogique " : il ne contient que du ^{10}Be hérité, et sert de référence pour estimer l'héritage maximum (Tables 8 et 10). Ces blancs constituent en quelque sorte une mesure de l'héritage maximum en profondeur sur des clastes mesurés séparément, mais à l'échelle d'un ensemble de terrasses. Ils démontrent que l'héritage est toujours faible par rapport à l'accumulation *in situ*, quelque soit le profil considéré : leur valeur est 1.3 à 3.2 fois supérieure au bruit de fond donné par le blanc chimique (Tables 8 et 10). Ceci explique d'ailleurs que les valeurs mesurées ne soient pas dispersées par rapport aux profils théoriques et que l'on puisse faire passer par ces données des profils modèles le long desquels l'héritage est constant.

Les mesures de la concentration en cosmonucléides des clastes actuellement en transit dans les grands fleuves d'Europe montrent qu'il n'y a pas d'augmentation sensible de la concentration des clastes d'amont en aval [Schaller *et al.*, 2001]. Ce fait valide la comparaison de blancs minéralogiques disposés tout le long du Drac.

Les valeurs d'héritage sont équivalentes à une production de surface *in situ* de 1,0 à 2,3 ka. Ces valeurs sont faibles, comparativement aux valeurs obtenues sur les rivières drainant les grands bassins sédimentaires et les massifs de socle d'Europe Occidentale, tels que la Loire ou le Regen [10-50 ka, Schaller *et al.*, 2001], or ces valeurs sont des indicateurs de la vigueur de l'érosion, des processus d'érosion et des mécanismes de transport agissant sur les versants.

Les valeurs d'héritage très faibles obtenues sur le Drac pourraient signifier que l'érosion y est particulièrement agressive. Sur la base de l'équation (eq 8), considérant un taux de production moyen de $19 \text{ at.g}^{-1}.\text{an}^{-1}$ sur le bassin du Drac une exhumation à vitesse constante et un transport fluvial négligeable, les valeurs d'héritages correspondraient à des taux d'érosion minimaux de 1.3 mm.an^{-1} (Drac 5) à 2.4 mm.an^{-1} (Drac 7).

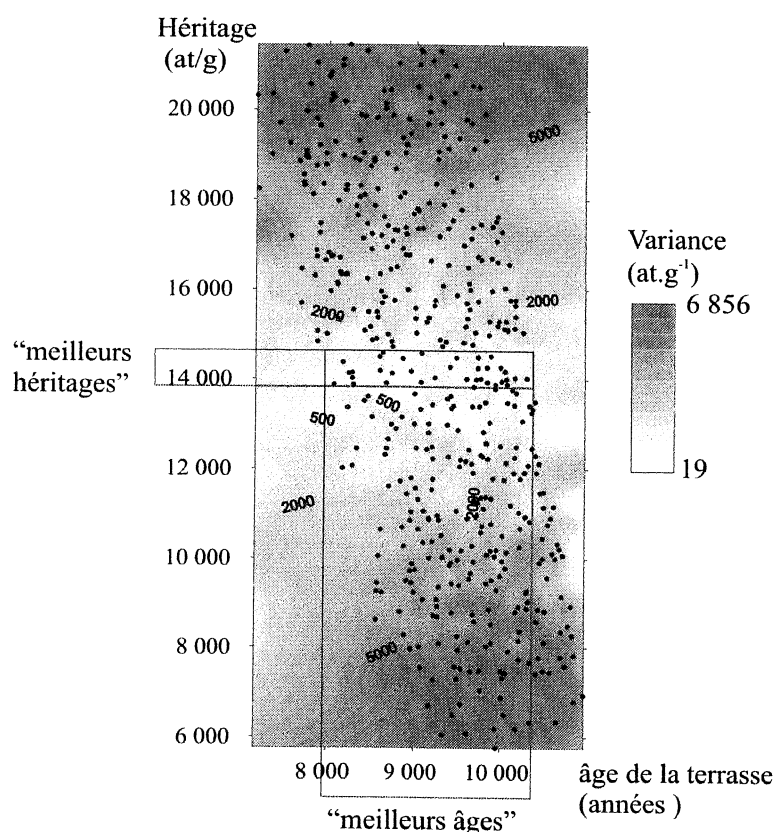


FIGURE 54– Détermination des combinaisons d'âge et d'héritage les plus proches des profils de concentration observés. Exemple du profil Drac 1. Carte des écarts aux valeurs mesurées en fonction de l'âge d'abandon et de l'héritage.

Le taux de production est calculé d'après l'altitude moyenne du bassin du Drac. Comme les terrasses drainent des bassins versants d'altitude moyenne nettement supérieures, ce taux est une estimation minimale. Les taux d'érosion minimaux le sont donc aussi. Ces valeurs sont nettement supérieures aux vitesses d'exhumation mesurées dans le massif des Ecrins par traces de fission : 0.5 mm.an^{-1} dans le sud du massif [Seward *et al.*, 1999].

Les modalités de l'exhumation et du transport dans la zone glaciaire expliquent aisément la faiblesse de l'héritage et donc les forts taux d'exhumation calculés. En effet, dans le massif cristallin du Pelvoux, l'essentiel du relief est pris sous les glaces en période glaciaire. Les roches sont alors exhumées à l'abri du rayonnement cosmique. Consécutivement au retrait des glaciers, les versants sont décompressés et s'effondrent. Les écroulements et les éboulements dénudent les parois par à-coups et alimentent les thalwegs en clastes de grandes dimensions. Les torrents n'ont pas une puissance suffisante pour les prendre en charge, et s'écoulent sur de grandes longueurs sur des éboulis de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. La tendance à l'exhaussement de ces lits est encore manifeste (*cf.* Ch. 6.1).

Les clastes produits pendant la période interglaciaire actuelle ont donc été rapidement exhumés puis, une fois tombés, rapidement enfouis, si bien que la production cosmogénique est faible pendant l'exhumation et le transport jusqu'à la rivière. Les clastes accumulés en fond de vallée sont finalement transportés par les rivières, mais il est probable qu'une fraction importante des ces dépôts n'est déblayée qu'au retour des glaciers quand débute la période froide suivante (cf. Ch. 6.1). Leur transport s'effectue alors à l'abri des rayonnements cosmiques au sein de la glace.

Les hautes terrasses se sont formées à quelques kilomètres seulement des langues terminales des glaciers würmiens. Les clastes qui les constituent n'ont pas été exposés pendant leur transport, mais seulement ensuite sur une faible distance avant leur incorporation dans les terrasses.

Les terrasses post-glaciaires, quant à elles, ont été alimentées en partie par un matériel alluvial faiblement irradié provenant des paléovallées du Drac. Enfouis profondément au sein de ces épaisses séries de comblement, les matériels ont été protégés des rayonnements cosmiques et n'ont probablement pas accumulé davantage de cosmonucléides avant leur mise en place au sein de ces remplissages anciens.

Quelle que soit la période envisagée, l'érosion comme le transport des clastes dans le bassin du Drac ne sont pas favorables à l'accumulation cosmogénique et à la constitution d'un héritage important. Si ce fait complique l'évaluation des taux d'érosion à partir de l'accumulation antérieure au dépôt, il simplifie par contre la mesure de l'âge des terrasses.

Les valeurs de l'héritage mesurées sur le Drac et le Buëch sont faibles. Elle n'induisent ni dispersion forte des valeurs, ni vieillissement notable des âges d'exposition (moins de 10% dans la plupart des cas). Il en est probablement de même pour toutes les terrasses proglaciaires récentes des Alpes Occidentales. Si l'on avait donc à dater d'autres terrasses proglaciaires par la méthode des isotopes cosmo-géniques produits *in situ*, on pourrait sans trop craindre l'héritage faire l'économie des profils de concentration.

D'autres phénomènes que l'héritage pouvant compliquer le scénario d'accumulation de base, la construction de profils de concentration permet de s'assurer de la validité du calcul du temps d'exposition. Elle est d'autant plus utile que les surfaces datées sont anciennes, les processus de dégradation des surfaces induisant des modifications notables de la profondeur des clastes. Le phénomène d'altération, présenté dans le paragraphe suivant, est l'un d'entre eux.

4- TRAITEMENT DU PROBLÈME DE L'ALTÉRATION

Les âges de surface des terrasses T2 (site Buëch 2) et T3 (site Buëch 1) du Buëch sont dispersés sur plus de 10 ka (§ 1). Ces terrasses, formées à peu de distance des glaciers, ne peuvent avoir une composante cosmogénique héritée supérieure à celle de la terrasse postglaciaire T1, qui est inférieure à 1 ka en âge équivalent de surface. L'héritage ne peut donc pas expliquer la dispersion des âges de surface.

Les galets de quartzite prélevés pour la datation sur ces terrasses flottent à la surface d'un sol très évolué. Bornand [1978] a étudié la pédogenèse sur des terrasses du Rhône qui ont une composition et un âge comparables aux niveaux glaciaires T2 et T3 du Buëch. L'altération s'accompagne d'une perte de matière considérable (§ 2). Une pédogenèse importante sur les terrasses du Buëch pourrait engendrer une exhumation différentielle des galets de quartzite et expliquer ainsi la dispersion des âges d'exposition (§ 3). Cette hypothèse est vérifiée par la constitution d'un bilan d'altération sur ce niveau de terrasses (§ 4) et par la modélisation de la dispersion induite par la pédogenèse observée (§ 5).

4.1- Ages apparents des terrasses du Buëch

Les concentrations de ^{10}Be mesurées sont indiquées dans la table 8. Les corrections apportées au taux de production polaire et les âges apparents sont reportés dans la table 12.

Les âges obtenus sur les échantillons de surface sont comparables sans corrections supplémentaires (Fig. 55).

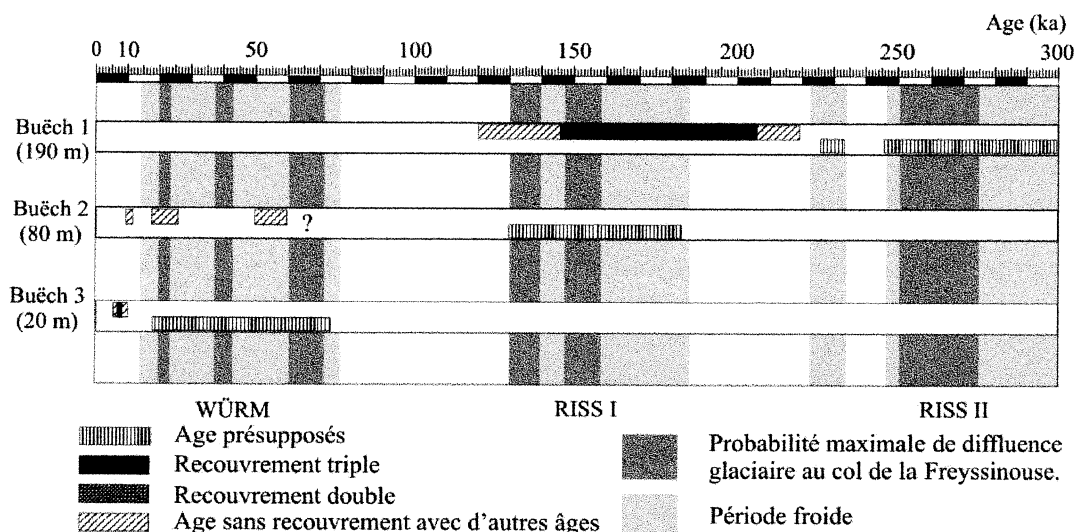


FIGURE 55- Ages d'abandon apparents des sites Buëch 1, 2 et 3 comparés aux âges présumés.

Sur le site Buëch 1, les valeurs présentent une dispersion certaine, mais il existe une zone de triple recouvrement des erreurs entre 159 et 166 ka. Sur le site Buëch 2, la dispersion des âges est bien plus grande et les erreurs ne se recouvrent pas. Les échantillons des niveaux T2 et T3 sont exclusivement des quartzites (*cf.* Table 6). Les galets de quartzites sont les seuls éléments affleurant à la surface. Le sol sous ces quartzites est un limon non carbonaté, contenant aussi des galets de quartzite, des galets de grès et de gneiss pulvérulents. La subsurface diffère complètement de la masse alluviale sous-jacente qui est extrêmement caillouteuse et carbonatée. Ces observations de base permettent de conclure à une importante altération de la matrice qui entourait initialement les quartzites. Cette altération est marquée par une perte importante de matière, ce qui a conduit nécessairement à l'exhumation des galets de quartzite. L'exhumation pourrait être à l'origine d'une sous-estimation des âges et pourrait expliquer la dispersion des âges observée.

4.2– Importance de la pédogenèse dans l'évolution des terrasses alpines péri-glaciaires

Les sols qui se développent sur les terrasses alluviales dans les Alpes du Dauphiné évoluent lentement vers des sols climatiques de type fersiallitique [Bornand, 1978]. Ce sont des cambisols rhodiques et des alisols chromiques dans la nomenclature FAO-WRB. Ces sols se forment principalement sous des climats sub-tropicaux et méditerranéens [Duchaufour, 1995]. Leur développement est tellement lent à plus haute latitude que les facteurs de station (pente, alternances climatiques) empêchent généralement leur formation. Les terrasses alluviales péri-glaciaires constituent cependant un terrain favorable à leur évolution. Leur très grande perméabilité inhibe le ruissellement et la mise en charge de la matrice. Leur perméabilité empêche ainsi le départ latéral des produits d'altération et favorise l'approfondissement des sols. Les terrasses du Rhône et du Buëch contiennent aussi en abondance du calcium et du fer, éléments indispensables au développement des sols fersiallitiques. Leurs alluvions sont en effet composées d'un mélange de roches calcaires et silicatées (Table 14). Les terrasses qui ont survécu à quelques dizaines de milliers d'années d'érosion sont pourvues de sols très évolués, dont le développement cesse en période froide et reprend en période tempérée.

Les terrasses étagées du Rhône ont une composition assez constante d'un niveau à l'autre, et leurs âges s'étendent du Würm au Pliocène Inférieur. Ces caractéristiques en ont fait un site d'étude privilégié de la chronoséquence des sols fersiallitiques périalpins [Bornand, 1978].

Les clastes du Rhône peuvent être classés en trois groupes pétrographiques dont les devenir sont distincts au cours de la pédogenèse. On distingue :

- les éléments carbonatés qui sont rapidement dissous. Il existe en particulier une fraction calcaire matricielle très réactive qui sature les complexes absorbants en Ca^{2+} ("calcaire actif"). Sa disparition est nécessaire au développement de la fersiallisation : libération des oxydes de fer, acidification du milieu. La dissolution des clastes calcaires libère les argiles sédimentaires qui sont progressivement transformées.

- les éléments cristallins (granite, gneiss...) sont altérés plus lentement, dès que le sol est désaturé. Leur altération se poursuit après disparition complète des carbonates si ce stade est atteint. Ils libèrent en abondance des argiles néoformées.

- les éléments hypersiliceux, quartzites et silex, ne sont pas attaqués au cours de la fersiallisation.

La fersiallisation se caractérise par une énorme perte de substance : lixiviation complète des calcaires, illuviation des argiles résiduelles et des argiles d'altération grâce à la perméabilité macroscopique des sédiments. Si, Al, et surtout Fe se concentrent dans le sol par altération différentielle. Des horizons d'accumulation se développent en profondeur : de haut en bas : un horizon humifère (Bh), une argilane (Bt), et des calcrêtes (Ca).

Une fois les horizons de surface colmatés par les argiles, le sol perd ses caractéristiques fersiallitiques [stade 4 de la chronoséquence de Bornand, 1978] : le milieu devient hygromorphe, désaturé en Ca, le Fe est lessivé à son tour, le milieu s'acidifie, Al devient plus mobile, et des chlorites d'aggradation se forment (stade 5).

Bornand [1978] a évalué la perte totale de matière nécessaire à la formation des sols observés, la diminution d'épaisseur qui en résulte et la diminution d'altitude des surfaces de terrasses (Table 13).

Ces épaisseurs sont importantes par rapport à la longueur d'atténuation des neutrons cosmogéniques. Les répercussions de la pédogenèse sur la production cosmogénique sont donc importantes.

Niveau de terrasses	Würm	Riss	Mindel	Günz	Villafranchien
Épaisseur actuelle du sol (m)	1	2-3	3-5	7-9	15-20
Épaisseur de matériau originel nécessaire à sa genèse (m)	2.2-2.5	5-7	8-13	18-24	70-120
Différence d'altitude par rapport au niveau actuel des terrasses	1-1.5	3-4	5-7	11-15	55-100

TABLE 13– Evaluation de l'épaisseur de matériau nécessaire à la genèse des sols observés sur les principaux niveaux de terrasses rhodaniens. D'après Bornand [1978].

Terrasses	Roches calcaires %	Roches cristallines %	Roches siliceuses %
Rhône, terrasses post-Günz	55-65	10-40	10-30
Buëch, niveau T3	60-65	15-20	10-15

TABLE 14– Composition approximative massique des matériaux fluvio-glaciaires du Rhône et du Buëch. Rhône : composition d'après Bornand [1978] ; Buëch : composition établie dans le cadre de cette étude par comptage des espèces pétrographiques sur toutes les classes granulométriques des alluvions de la terrasse T3 (site : Eygaux de Veyras).

4.3– Effets potentiels de la pédogenèse fersiallitique des terrasses du Buëch sur les âges d'exposition.

Le matériel des terrasses du Buëch est similaire à celui des terrasses du Rhône (Table 14) : on y trouve des granites, des roches métamorphiques de la lignée pélimitique, des roches basiques, et les roches sédimentaires de la couverture dauphinoise (calcaires, marno-calcaires, grès). Les matériaux silicatés proviennent du bassin de la Durance, ils ont été injectés dans le Buëch par la langue glaciaire diffluente de la Freyssinouse (cf. Ch. 3.3).

Les âges obtenus sur les clastes du niveau T3 indiquent, malgré leur dispersion, que la terrasse proglaciaire T3 du Buëch s'est formée pendant l'avant-dernière glaciation (Riss II, 120-250 ka), et que la terrasse T2 s'est formée au début de la dernière glaciation (Würm, 75-15 ka). Étant donné que les alluvions du Buëch et du Rhône ont des compositions voisines (Table 14), et que les précipitations sur les terrasses sont également comparables (800-1000 mm.an⁻¹, données MétéoFrance, cf. Ch. 6.3.1), on peut prévoir en première approximation, par analogie avec le Rhône, un affaissement des niveaux T2 et T3 du Buëch de 1 et 4 mètres, respectivement.

La surface du niveau T3 forme un alignement de plateaux boisés (les Eygaux, Fig. 38 et. 50b). Sous le couvert forestier, les seuls galets qui affleurent en surface sont des quartzites (Fig. 50a). Elles "flottent" à la surface d'un limon totalement décarbonaté mais peu rubéfié (Fig. 50b). En profondeur, dans les alluvions saines, les quartzites ne représentent qu'une très faible fraction de la population

de galets (Table 16). Les galets de quartzites sont même les seuls clastes à résister à l'altération. Les autres sont dissous, altérés et désagrégés, ce qui provoque une exhumation différentielle des quartzites (Fig. 56). D'après les rares coupes disponibles, il semble que le limon de décarbonatation sur lequel reposent les galets de quartzite soit plus pauvre en galets de quartzite que la surface elle-même. La surconcentration des galets de quartzite à la surface du sol est due à la disparition de la matrice limoneuse par érosion éolienne.

Les galets de quartzite qui jonchent la surface du sol n'étaient donc pas enfouis à la même profondeur à l'origine. La production des cosmonucléides a de ce fait évolué différemment d'un galet à l'autre, en fonction de sa profondeur d'origine. Une fois exhumés, les clastes ont été soumis à une exposition identique. Les différences de concentrations mesurées en surface dépendent ainsi de la durée de l'exhumation et de la profondeur d'origine.

L'exhumation est maximale en subsurface au début de l'altération, lorsque la fraction carbonatée est dissoute. Le front de déflation maximale migre ensuite en profondeur. La surface poursuit sa subsidence, mais celle-ci n'est plus accommodée par un tassement de la subsurface, puisqu'il ne s'y exerce plus qu'une altération beaucoup plus lente des minéraux non-carbonatés, accompagnée d'un tassement mécanique des horizons (Fig. 56).

Un bilan d'altération est établi dans le paragraphe suivant afin d'évaluer l'importance de la déflation, puis son effet sur la dispersion des âges sera testé numériquement au § 6.

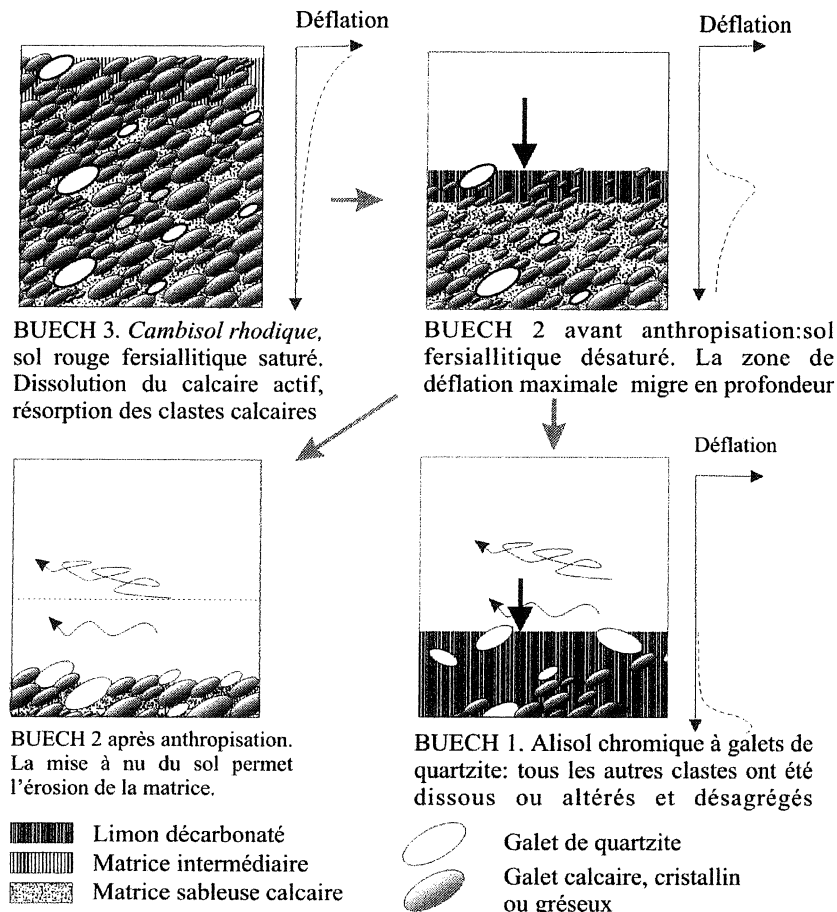


FIGURE 56– Modèle conceptuel d'exhumation différentielle des quartzites des terrasses du Buëch sous les effets conjugués de la pédogenèse, de la déflation éolienne et de l'action anthropique.

4.4– Constitution du bilan d'altération

Le bilan d'altération a pour but de quantifier les départs de matière par altération. La composition des alluvions et celle du sol sont comparées. L'élément ou le minéral le moins lessivé est utilisé pour calculer les pertes en autres éléments.

On ne peut attendre une grande précision d'un bilan d'altération réalisé sur des alluvions pétrographiquement très variées, granulométriquement hétérogènes et avec une fraction grossière importante. Il est en effet bien difficile dans ces conditions de réaliser un échantillonnage représentatif de la composition moyenne des alluvions. Les pertes sont de surcroît sous évaluées, car la grande perméabilité initiale des alluvions permet l'entraînement mécanique d'une partie des éléments chimiquement immobiles.

Plusieurs approches sont adoptées successivement pour cerner au mieux les pertes. La première est une évaluation de l'enrichissement du sol en galets de quartzite par rapport aux alluvions saines (§ 4.1), la seconde une évaluation de la perte en carbonates (§ 4.2), la troisième enfin un bilan d'altération chimique, basé sur la mesure des éléments majeurs et des éléments traces (§ 4.3).

4.4.1– Comptage des espèces pétrographiques

Une première approche consiste donc à regarder l'évolution des proportions des espèces pétrographiques par altération (Tables 15, 16 et 17). La fraction considérée comme invariante est la fraction quartzreuse pure, représentée par les quartzites, suivant la méthode de Bornand [1978]. Cette méthode permet d'évaluer rapidement sur le terrain l'importance des pertes dans les fractions grossières.

Les sites de mesure se situent sur la terrasse de l'Eygau de Veyras, près du site de datation Buëch 1. Le sol a été échantillonné sous les horizons humiques superficiels, entre 30 cm et 80 cm de profondeur. Les comptages d'alluvions ont été réalisés sur un affleurement de plusieurs dizaines de m² au sein de la nappe alluviale, 30 mètres sous la surface. Les alluvions sont structurées en chenaux de section plurimétrique à décimétrique, entrecroisés. Le comptage granulométrique (Table 15) a porté sur un chenal de granulométrie moyenne comparativement à l'ensemble des chenaux visibles. Les comptages pétrographiques ont porté sur l'ensemble des chenaux visibles (Table 16).

Tandis que les galets de quartzite résistent vaillamment à l'altération et ne présentent pas le moindre indice de dissolution, grès, gneiss et granites se désagrègent progressivement et ne peuvent plus être identifiés dans le sol. Cette analyse, effectuée directement sur le terrain, donne un premier aperçu de l'importance de l'altération dans les fractions grossières (>2 cm). Les quartzites représentent seulement 7% de la masse des galets dans les alluvions saines. Par altération différentielle et désagrégation des autres roches, leur concentration atteint 73 % en masse du sol. On pourrait établir un bilan minéralogique complet en utilisant le quartz comme minéral invariant, puisqu'il est faiblement soluble tant que l'altération conserve un caractère fersiallitique. Il est cependant difficile d'isoler la fraction quartzreuse dans toutes les fractions granulométriques sans risque de perte. Comme l'enrichissement inclut les effets de la désagrégation des roches quartzreuses et leur incorporation à la fraction fine, cette valeur doit être considérée comme maximale. La méthode calcimétrique présentée ci-dessous complète l'analyse de base par une estimation minimale des pertes.

Fractions granulométriques (cm)	<2	2 à 5	5 à 10	10 à 20	20 à 50	>50 cm	total
Alluvions saines (-30m)	0,20	0,06	0,15	0,31	0,29	-	1,00
Sol	0,88	0,04	0,03	0,05	0,01	-	1,00

TABLE 15– Importance en masse des fractions granulométriques dans le sol des Eygaux et les alluvions saines. Analyses réalisées sur des fractions homogénéisées de 180 Kg d'alluvions et de 100 Kg de sol.

Fraction (cm)	calcaire	calcaire marneux	grès	granite	divers	quartzite	silex
2 - 5	0,78	0,03	0,12	-	0,06	0,01	-
5 - 10	0,73	0,03	0,09	0,01	0,12	0,02	-
10 - 20	0,65	-	0,08	0,03	0,12	0,10	0,02
20 - 50	0,65	-	0,16	0,04	0,04	0,09	0,02
>50	0,50	-	-	-	-	0,50	-

TABLE 16– Composition pétrographique des alluvions saines de la terrasse de l'Eygau de Veyras (échantillon Buëch 1-4). Analyse réalisée sur des populations de plus de 100 clastes dans chaque fraction, sauf pour la fraction supérieure à 50 cm.

Fraction (cm)	calcaire	calcaire marneux	grès	granite	divers	quartzite	silex
2 - 5	-	-	0,35	-	0,39	0,26	-
5 - 10	-	-	0,33	-	0,22	0,45	-
10 - 20	-	-	0,28	-	0,02	0,70	-
20 - 50	-	-	-	-	-	1,00	-
>50	-	-	-	-	-	1,00	-

TABLE 17– Composition pétrographique du sol fersiallitique de la terrasse de l'Eygau de Veyras (échantillon Buëch 1-5). Analyse réalisée sur des populations de plus de 100 clastes dans chaque fraction, sauf la fraction supérieure à 50 cm.

4.4.2– Calcimétrie : calcul de la perte en carbonates.

La teneur en carbonates des alluvions est déterminée par calcimétrie Lambert sur la fraction fine, et sur la fraction grossière en pondérant le poids des calcaires et grès calcaires par leur teneur moyenne en carbonates (Table 18). Les roches calcaires ont été regroupées par faciès, et la teneur en calcaire d'un individu de chaque groupe a été évaluée par calcimétrie Lambert. La fraction non calcaire matricielle représente 85 % de la masse du sol. Elle contient en grande quantité des fines produites par la dissolution des calcaires, la désagrégation des grès et l'altération des roches cristallines.

La dissolution des carbonates entraîne déjà à elle-seule une perte de 60 % de la masse initiale. Cette méthode n'apporte aucune quantification des pertes dans la fraction non calcaire. La perte obtenue doit donc être considérée comme une valeur minimale, mais des incertitudes demeurent grandes quant à la teneur des calcaires et des grès en CaCO_3 . Le comptage des espèces pétrographiques et la calcimétrie permettent une première évaluation des pertes comprise entre 60 et 73 %.

Afin d'évaluer l'importance des pertes non calcaires, notamment dans la fraction limoneuse du sol, l'analyse a été consolidée par la constitution d'un bilan d'altération isoélément.

Fractions granulométriques	<2	2 à 5	5 à 10	10 à 20	20 à 50	>50	total
Carbonates des alluvions	50,4	76,7	73,8	63,1	64,6	45,0	63,4
Carbonates du sol	2,8	10,5	9,83	8,4	-	-	3,6
Appauvrissement en carbonates							94 %

TABLE 18– Proportions de carbonates dans les différentes fractions granulométriques du sol et des alluvions saines de la terrasse des Eygaux (Buëch 1). Valeurs obtenues pour la fraction < 5 cm par broyage puis calcimétrie Lambert sur poudre à l'université de Savoie. Teneur en carbonates arbitraire de 0.9 pour les calcaires [Annie Arnaud, LGCA, comm. orale], et de 0.6 à 0.7 pour les grès (déterminée par calcimétrie).

4.4.3– Bilan d'altération isoélément

Le bilan d'altération est un bilan chimique des pertes en éléments majeurs au cours de l'altération géochimique fersiallitique. Les concentrations des éléments considérés comme immobiles au cours de l'altération permettent de calculer les pertes en autres éléments [Hill *et al.*, 2000 ; Kurtz *et al.*, 2000 ; Bulourde, 2001]. On considère donc dans ce type de bilan que les pertes sont liées aux propriétés chimiques des éléments. Dans les faits, sur les terrasses fluviales, les entraînements mécaniques de fines sont rendus possibles par la porosité macroscopique des alluvions sablo-caillouteuses. De ce fait, la ségrégation n'est en fait pas strictement chimique, mais il n'existe pas de méthode simple permettant de quantifier l'illuviation dans le cas présent.

L'échantillonnage du sol et des alluvions saines a été effectué sur les sites de comptage des espèces pétrographiques. 15 kg de sol et 40 kg d'alluvions ont été prélevés. Les alluvions proviennent d'un chenal de granulométrie relativement fine (moins de 20 cm de diamètre pour la fraction grossière) par rapport au chenaux environnants, ce afin d'avoir une meilleure représentativité statistique en échantillonnant un grand nombre de clastes. La répartition des espèces pétrographiques n'est cependant pas homogène à travers le spectre granulométrique (*cf.* Table 16), ce qui introduit un biais par rapport à la composition des alluvions plus grossières.

Les alluvions ont été intégralement broyées jusqu'à l'obtention d'une poudre inférieure à 250 μm . Les broyats ont été homogénéisés, avant que n'y soient effectués des prélèvements pour les analyses chimiques. Ces prélève-

ICP-AES			
réf Echantillon	BUE 14	BUE 15	facteur
nature	sol	alluvions	D'enrichissement
N° CRPG	107368	107369	Corrigé PF
	teneurs % massique		
SiO ₂	79,45	30,72	1.99
Al ₂ O ₃	7,84	4,78	1.26
Fe ₂ O ₃	3,08	1,94	1.22
MnO	0,14	0,09	1.20
MgO	0,5	0,62	0.62
CaO	0,32	32,79	0,01
Na ₂ O	0,8	0,47	1,31
K ₂ O	1,45	0,91	1,23
TiO ₂	0,35	0,16	1.69
P ₂ O ₅	0,06	< L.D.	
Perte au Feu	5,82	27,31	
dont CO ₂	1,232	22,176	
donc H ₂ O	4,588	5,134	
Total	99,81	99,83	
ICP-MS			
Perte au Feu	6,09	27,28	Corrigé PF
	ppm		
²³² Th (ppm)	4,37	2,07	2.11
¹⁸¹ Ta (ppm)	0,39	0,19	2,01

TABLE 19– Teneurs en éléments majeurs et en éléments-traces immobiles des alluvions et du sol de la terrasse de L'Eygau de Veyras, site de datation Buëch 1, et facteurs d'enrichissement. P.F. : perte au feu. L.D. : limite de détection. Fraction calcaire de la perte au feu déterminée par calcimétrie Lambert.

ments ont été réduits en poudre au broyeur à agate par F. Cœur à l'atelier de broyage du LGCA. Les concentrations des éléments majeurs ont été mesurées par ICP-AES au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique de Nancy, sur des broyats d'alluvions et de sol (Table 19).

Les concentrations des éléments traces ont été mesurées sur l'ICP-MS du LGCA à Grenoble, sous la conduite de Mme F. Keller (Table 20).

Les éléments considérés comme invariants sont surtout des éléments traces (Nb, Ta, Zr ; Th...). Ti est le principal élément majeur invariant, suivi de Al et Si dans le cas de l'altération fersiallitique. L'immobilité des éléments peut être vérifiée lors de la constitution du bilan d'altération : les rapports des éléments immobiles ne varient pas au cours de l'altération [Hill *et al.*, 2000, Kurtz *et al.*, 2000, Bulourde, 2001]. Dans le cas présent, cela se vérifie surtout pour le rapport $(Th/Ta)_{alluvions} / (Th/Ta)_{sol}$, égal à 1.05. Ces éléments sont utilisés pour évaluer la perte en éléments majeurs (Table 20). Les pertes calculées doivent être considérées comme des minima, une partie des éléments immobiles étant entraînée en profondeur par illuviation. Ces pertes, autour de 50 %, sont inférieures à l'intervalle défini à partir des comptages pétrographiques et des décarbonatations (60-73 %).

L'enrichissement constaté en éléments incompatibles peut s'expliquer pour l'essentiel par la perte en $CaCO_3$ (Table 21). La perte en $CaCO_3$ est calculée par cumul des pertes constatées en CaO et CO_2 . La valeur obtenue se situe entre la perte en $CaCO_3$ calculée sur la base de la seule perte en CO_2 complétée par la perte stoechiométrique en CaO, et la perte en $CaCO_3$ calculée à partir de la perte en CaO, complétée par la perte en CO_2 . Il est difficile d'obtenir une valeur plus précise de la perte en carbonates. L'évaluation de la perte à partir du CO_2 est biaisée par la présence possible de CO_2 d'origine organique dans le sol (estimation minimale).

N° ICP-MS	2552	2548	2549
Elements	gypse (ppm)	Alluvial terrasse T3 (ppm)	Sol terrasse T3 (ppm)
⁵⁹ Co	1,913	37,097	55,616
⁸⁵ Rb	-0,003	358,713	46,635
⁸⁶ Sr	646,343	17,388	14,864
⁸⁹ Y	0,031	49,522	97,059
⁹⁰ Zr	0,415	3,897	5,482
⁹³ Nb	0,028	2,042	2,772
¹³³ Cs	0,013	132,279	172,066
¹³⁵ Ba	0,193	12,730	15,057
¹³⁹ La	0,041	22,612	30,963
¹⁴⁰ Ce	0,080	3,086	3,378
¹⁴¹ Pr	0,008	12,221	12,432
¹⁴⁶ Nd	0,039	2,773	2,479
¹⁴⁷ Sm	0,005	0,636	0,497
¹⁵¹ Eu	0,002	2,765	2,427
¹⁵⁷ Gd	0,004	0,418	0,374
¹⁵⁹ Tb	0,000	2,253	2,138
¹⁶³ Dy	0,003	0,445	0,446
¹⁶⁵ Ho	0,001	1,174	1,198
¹⁶⁷ Er	0,002	0,000	0,000
¹⁷⁴ Yb	0,002	0,971	1,134
¹⁷⁵ Lu	0,000	0,139	0,173
¹⁷⁸ Hf	0,012	1,181	2,447
¹⁸¹ Ta	0,002	0,267	0,413
²⁰⁸ Pb	0,087	6,575	15,125
²³² Th	0,011	2,846	4,643
²³⁸ U	0,005	1,006	1,305
Perte au feu	-	27.283	6.091

TABLE 20— Analyse ICP-MS des éléments traces présents dans un gypse authigène du Trièves, site d'Harmalières, commune de Sinard, et dans les alluvions et le sol de l'Eygau, terrasse T3 du Buëch.

	sol	alluvions	alluvions sans PF	sol sans PF	alluvion sans CaO
SiO ₂	79,45	30,72	42,38	84,53	76,92
Al ₂ O ₃	7,84	4,78	6,60	8,34	11,97
Fe ₂ O ₃	3,08	1,94	2,68	3,28	4,86
MnO	0,14	0,09	0,12	0,15	0,23
MgO	0,5	0,62	0,86	0,53	1,55
CaO	0,32	32,79	45,24	0,34	
Na ₂ O	0,8	0,47	0,65	0,85	1,18
K ₂ O	1,45	0,91	1,26	1,54	2,28
TiO ₂	0,35	0,16	0,22	0,37	0,40

TABLE 21— Correction de l'effet de dissolution des carbonates par élimination de la perte au feu et de la perte en CaO. Terrasse de l'Eygau de Veyras, site de datation Buëch 1.

L'estimation de la perte à partir du CaO est biaisée par la présence de carbonates magnésiens, comme l'indique l'appauvrissement important en MgO (Table 19), et par le départ de CaO provenant des silicates. Les estimations varient de ce fait entre 48,5 et 57,4 %, un écart faible au regard des incertitudes causées par l'hétérogénéité des alluvions.

Les données indiquent des pertes relatives de la plupart de tous les éléments par rapport au Ta et au Th. La fraction constituée par les éléments autres que Ca et Si subit un appauvrissement de 10 % par rapport au Ta. La déflation endogène est donc, à ce stade de l'altération, essentiellement liée à la dissolution des carbonates.

Les différents bilans réalisés indiquent une perte de matière comprise entre 50 et 70 % dans le sol de la terrasse de l'Eygau de Vêras (niveau T3 du Buëch). La perte en carbonates a pu être évaluée à 60 % par la méthode calcimétrique, et à 50 % par la méthode isoéléments. Ces différences s'expliquent par les difficultés à effectuer un échantillonnage représentatif au sein d'alluvions très hétérogènes. L'hétérogénéité métrique à décimétrique initiale du matériel alluvial se traduit probablement par une hétérogénéité de même échelle des pertes à la surface de la terrasse, et donc une dispersion potentielle des âges apparents de surface plus ou moins grande. Dans les horizons les plus altérés de cette ancienne terrasse du Buëch, la perte de substance est essentiellement causée par la dissolution de la fraction carbonatée, l'altération n'ayant pas encore provoquée de départ massif des autres constituants.

4.5– Modélisation de la dispersion

Les bilans d'altération réalisés ci-dessus indiquent que plus de 50 % du volume initial d'alluvions ont été enlevés de l'environnement immédiat des galets de quartzite par altération. Cette disparition progressive de matière pourrait expliquer la dispersion des âges d'exposition des galets de quartzite aux rayonnements cosmiques. Nous allons tester ici par simulation numérique l'effet de la pédogenèse sur la dispersion des âges, sur la base des contraintes dont nous disposons, et vérifier si elle suffit à expliquer successivement la dispersion sur le site Buëch 1 puis sur le site Buëch 2. Un bilan d'altération, réalisé sur le site de datation Drac 1 permet de calibrer le modèle de déflation linéaire.

4.5.1– Vitesse de progression de la décarbonatation d'après l'exemple du site Drac 1

Un bilan d'altération calcimétrique a été réalisé sur une jeune terrasse du Drac (8-12 ka), conjointement au bilan d'altération réalisé sur le niveau T3 du Buëch et suivant la même procédure, afin de connaître la vitesse initiale de décarbonatation des alluvions et ainsi mieux contraindre le scénario de décarbonatation sur le niveau T3 du Buëch.

Un sol fersiallitique se développe à la surface de la Haute Terrasse de Villard-Julien (Drac 1). La lixiviation des éléments calcaires provoque le départ d'une partie des carbonates présents. Afin de quantifier cette déperdition, un échantillonnage a été effectué dans une carrière de la terrasse de St Jean d'Hérans, terrasse située dans la continuité topographique de la terrasse de Villard-Julien, sur laquelle se situe le site de datation Drac 1. La mesure de la perte en carbonates a été obtenue par calcimétrie Bernard à l'Université de Savoie après broyage, mélange et rééchantillonnage des alluvions prélevées (Table 22). Afin d'obtenir la meilleure représentativité statistique possible, l'échantillonnage a été effectué dans un chenal alluvial dont la fraction grossière est plus fine que sur le site de prélèvement Drac 1 (terrasse de Villard-Julien), les galets ne dépassant pas 5 cm suivant leur grand axe.

Ces mesures révèlent que la fraction calcaire est déjà significativement dissoute, ce qui induit une perte de 5,2 % de la masse alluviale en surface en 10-12 ka. Ce taux peut être appliqué à la mesure de la déflation pédogénique sur la terrasse des Eygoux, via une correction de la différence de teneur en carbonates entre les alluvions du Drac et celles du Buëch. Le taux recalculé pour le Buëch est de 11 % de perte pendant les 12 premiers millénaires. Ce taux est indicatif : le climat sur le site Buëch 1 est plus chaud et contrasté que sur le site Drac 1, en outre, la pédogenèse y a probablement commencé pendant l'interglaciaire Riss-Würm, un interglaciaire réputé plus chaud que l'interglaciaire actuel.

4.5.2. Modélisation numérique de la dispersion des âges d'exposition sur le site Buëch 1

L'effet de la pédogenèse sur la dispersion des âges apparents de surface est testé numériquement à l'aide d'un programme en fortran77 élaboré pour la circonstance.

Echantillon	Nature	Poids Kg	CaCO ₃ %
Drac 9-2	Sol	16	19,2
Drac 9-1	Alluvions saines	11	30

TABLE 22– Poids total et teneur en carbonate des échantillons de sol et d'alluvion de la terrasse de St Jean d'Hérans.

Les contraintes dont nous disposons au départ pour modéliser l'évolution sont les suivantes :

- l'âge de la terrasse est de 190 ka B.P. (cf. § suivant).
- il ne peut y avoir d'érosion éolienne tant qu'un limon décarbonaté n'a pas été produit. La fersiallisation ne pouvant se développer qu'en période interglaciaire chaude, il n'y a pas eu de déflation pendant le Riss II, jusqu'à 130 ka BP.

- le développement du sol fersiallitique interglaciaire Riss-Würm a provoqué la disparition totale des carbonates en subsurface, soit 50 % de la masse initiale de ces niveaux, et donc exhumé les galets de 50 % de leur profondeur initiale.

- la déflation éolienne a enlevé une partie des limons d'altération pendant le Würm, entre 75 ka et 15 ka

- la végétation protège le limon de la déflation après la glaciation (15 ka-actuel), et les horizons superficiels, déjà décarbonatés, n'évoluent presque plus lorsque reprend la pédogenèse.

La dispersion des âges est liée à une exhumation différentielle des galets de quartzite, le galet le plus concentré en ^{10}Be est celui qui est parvenu le plus tôt en surface. L'âge du galet le plus exposé est donc un âge minimum pour le niveau T3, mais son âge réel n'est probablement pas supérieur. En effet, l'âge du galet le plus exposé correspond au premier pic froid de la glaciation Riss II (stade $\delta^{18}\text{O}$ 6.6, 190 ka). Le premier pic froid plus ancien se situe par delà l'interglaciaire Riss I-Riss II, à la fin de la glaciation Riss I (stade $\delta^{18}\text{O}$ 8.1, 245 ka). Si la terrasse T3 avait effectivement un âge de 245 ka, les âges apparents des galets présents à la surface du sol devraient couvrir une large gamme depuis 245 ka, âge des galets situés dès le départ en surface, jusqu'à 142 ka, voire moins, âge du galet le plus "jeune" que nous ayons daté. Or, les trois galets que nous avons prélevés ont des âges apparents assez groupés entre 190 et 140 ka : cette combinaison est assez peu probable dans le cas d'un échantillonnage aléatoire des galets d'une surface âgée de 245 ka. L'âge probable de la terrasse est donc plutôt 190 ka.

On ne peut cependant totalement exclure qu'il ait pu exister à la surface de la terrasse un limon qui aurait fait écran initialement à l'ensemble des clastes, puis aurait été enlevé sans laisser de traces par déflation éolienne. L'effet d'un tel limon serait de diminuer les âges apparents sans augmenter la dispersion. Ce dépôt pourrait être un limon d'inondation ou un loess. Deux modes d'exhumation par pédogenèse sont testés. Dans le premier, la dissolution des 50 % de carbonates que contiennent les alluvions est distribuée sur la durée complète de l'interglaciaire, elle s'amortit exponentiellement au cours du temps, par diminution de la surface réactionnelle des éléments calcaires.

Dans le second modèle, l'exhumation est linéaire et le taux de dissolution annuel ne dépend pas de la surface de contact des carbonates. Le taux d'exhumation linéaire est calculé sur la base du taux de dissolution moyen sur le site Drac 1 depuis 12 ka, pondéré par la différence de teneur en carbonates des alluvions entre les deux sites (soit 11 % en 12 ka). L'exhumation cesse dès lors qu'il n'y a plus de calcaire dans la masse alluviale.

Les résultats obtenus (Fig. 57) montrent, 1°, que les deux modèles de pédogenèse envisagés ne conduisent pas à des résultats différents (2, Fig. 57a), 2°, que la pédogenèse explique l'essentiel de la dispersion observée (1, Fig. 57a).

La pédogenèse ne permet pas à elle seule de porter en surface les galets de quartzite : il faut leur adjoindre un épisode de déflation éolienne responsable de l'enlèvement des fines matricielles. Sur le terrain, cet épisode de déflation est responsable de la surconcentration des galets de quartzite en surface par rapport à ceux qui sont encore prisonniers de la matrice dans les premières dizaines de centimètres sous la surface. Les contraintes dont nous disposons permettent de calculer qu'un taux d'exhumation constant de 0.2-0.4 cm.k $^{-1}$ pendant la glaciation Würm permet de porter à l'af-

fleurement des clastes ayant un âge apparent égal à celui du plus "jeune" des échantillons (Buëch 1-3, Fig. 57b).

4.5.3. Modélisation numérique de la dispersion des âges d'exposition sur le site Buëch 2

La dispersion des âges sur le site Buëch 2, niveau T2, est bien supérieure à celle du niveau T3 (Table 12). Telle qu'elle se présente de nos jours, la terrasse est dépourvue de sol bien développé. Sa surface est aride, parsemée de galets de calcaire à marques de dissolution prononcées et d'éléments siliceux en plus grande abondance que dans la masse alluviale. Ce sont là les traces résiduelles d'un sol plus évolué que l'actuel, partiellement décarbonaté, aujourd'hui disparu. Les contraintes dont on dispose sur l'âge de la terrasse, et l'évolution de sa surface sont un peu différentes de celles du niveau T3.

Le galet d'âge apparent le plus élevé (60 ka, cf. § 1.4) est celui qui a atteint la surface le plus tôt. La position de Buëch 2, à mi-chemin entre la rivière actuelle et le niveau T3 permet de penser que la terrasse n'est pas beaucoup plus ancienne. Un âge de 60 ka implique un taux d'incision depuis l'abandon de T2 égal au taux d'incision depuis l'abandon de T3. Ce point est discuté plus en détail plus loin (cf. Ch. 5.3). Cet âge coïncide avec le premier grand pic froid de la glaciation Würm (stade $\delta^{18}\text{O}$ 4, 60-75 ka).

En principe, la terrasse T2 n'a pas pu être érodée par le vent pendant le Würm, contrairement à T3, puisque la pédogenèse n'avait pas fait son œuvre et qu'il n'y avait pas de limon d'altération.

L'altération commencerait vers 15 ka, au commencement des stades chauds du Tardiglaciaire (Bolling-Alleröd), et aboutirait à la disparition de 16 % de la masse alluviale dans les horizons superficiels, par analogie avec le Drac (cf. modélisation de la dispersion sur le niveau T3). L'érosion du sol dont témoigne la désertification de la terrasse ne peut donc être que tardive, d'origine anthropique. La mise en culture de la terrasse a pu commencer vers 5 ka ^{14}C BP, d'après les diagrammes polliniques qui enregistrent un développement important des céréales à cette date [Argant et Argant 2000 ; de Beaulieu *et al.*, 1983].

Si l'on envisage le scénario simple mais peu réaliste d'une exhumation à taux constant depuis 60 ka, 2 mètres de déflation totale sont nécessaires pour porter en surface des clastes aussi peu exposés que Buëch 2-3 (10 ka, Fig. 58).

Si l'on envisage la succession d'une phase stable pendant le Würm, suivie d'un début de pédogenèse puis d'une érosion d'origine anthropique, il est nécessaire d'imposer au modèle une érosion de 3 mètres sur les derniers 5 ka sous l'effet de la mise en culture pour obtenir le même résultat (Fig. 58). En l'absence d'indices sur le terrain, il est difficile d'évaluer la déflation que peut induire le labourage répété du sol sur une période aussi longue, et si cette déflation peut prendre une telle ampleur. Le déplacement progressif, latéral et diffus des clastes pourrait se produire sur des surfaces inclinées, mais ce mode de déplacement semble peu efficace pour éroder une surface aussi horizontale et éloignée des bords de la terrasse de 75 mètres au minimum. Doit-on concevoir un émiettement progressif des clastes par le labourage, et l'érosion

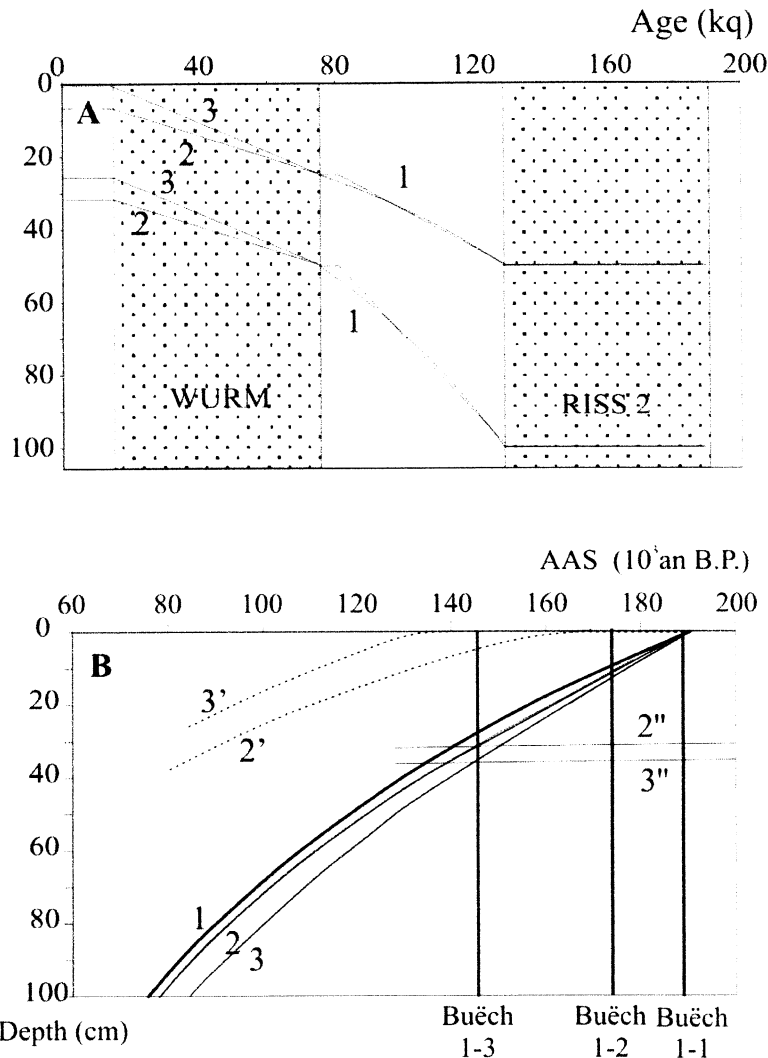


FIGURE 57– Site Buëch 1 : modélisation des effets cumulés de l'altération et de l'érosion éolienne sur la dispersion des âges ^{10}Be apparents des galets de surface.

A : trajectoire d'exhumation de galets de quartzite originellement enfouis à 0.5 m et 1.0 m dans le cas d'une décroissance linéaire ou amortie des carbonates et par une érosion éolienne de la matrice de 0.2 cm/ka (2) ou 0.4 cm/ka (3). 1, 2, 3 : cf. Diagramme B.

B : AAS : âges apparents de surface en fonction de la profondeur d'origine (lignes continues) et de la profondeur finale (lignes en tirets). Des galets de quartzite. 1 : dissolution complète ou décroissante de la dissolution des carbonates durant le dernier interglaciaire (130-75 ka). 2 et 3 valeurs. 2'' et 3''' : profondeurs minimales d'érosion du sol initiale, contraintes par l'âge de Buëch 3-3.

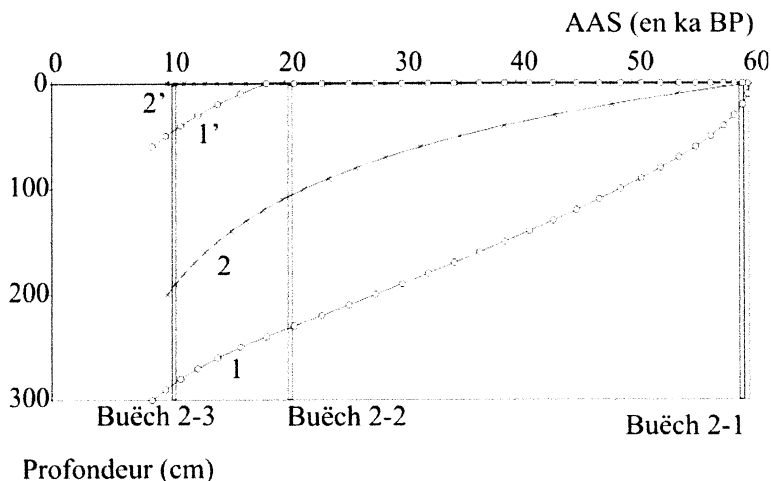


FIGURE 58– Modélisation numérique de la dispersion des âges d'exposition apparents, site Buëch 2.

AAS : âge apparent de surface : temps nécessaire en surface pour atteindre les teneurs en ^{10}Be mesurées. AAS en fonction de la profondeur d'origine (1, 2) ou de la profondeur finale (1', 2') de clastes d'une terrasse de 60 ka soumis, 1° à un épisode de pédogenèse entre 15 et 5 ka, avec perte linéaire de 6.6 % de matière, puis à une érosion de 60 cm.ka⁻¹, 2° à une érosion continue de 4 cm.ka⁻¹ sur 60 ka.

éolienne des fines produites ? Ces questions mériteraient d'être traitées plus amplement, car la mise en culture des surfaces sur des périodes de plusieurs milliers d'années est un problème commun à la datation par les cosmonucléides de toutes les terrasses d'Europe occidentale.

Force est donc de constater que la dispersion des âges sur le site Buëch 2 ne s'explique pas aussi facilement que celle du site Buëch 1.

L'étude de l'évolution de la surface des anciennes terrasses du Buëch (niveaux T2 et T3) montre que la pédogenèse est responsable de l'essentiel de la dispersion des âges apparents, et que les âges apparents les plus anciens sont des âges minimaux pour la formation de ces terrasses.

La modélisation montre également que des épisodes de déflation éolienne sont nécessaires pour porter les clastes en surface et que cette déflation ne peut se produire qu'après une phase de pédogenèse et la production d'un limon d'altération. L'évolution des surfaces des anciennes terrasses du Buëch se résume à une perte perpétuelle de substance, par altération en période interglaciaire, puis par déflation éolienne en période glaciaire.

La dispersion des âges montre enfin que les âges apparents les plus élevés ne sont pas inférieurs de plus de 10-15 ka à l'âge maximum de formation de la terrasse, or des âges beaucoup plus anciens avaient été proposés pour ces terrasses (cf. Ch. 5.3). Les phénomènes d'altération et de déflation ne peuvent, dans les cas étudiés, diminuer l'âge des terrasses au point de se tromper d'une glaciation. Seuls le dépôt transitoire de manteaux loessiques pourraient induire un écrantage suffisant pour nous induire en erreur. A ce stade des observations, faute d'arguments en faveur de l'existence de tels dépôts sur les terrasses du niveau T3, nous considérerons les âges obtenus ici comme valables et cohérents.

5- ÉVOLUTION POLYPHASÉE DES TERRASSES DE LA DRÔME

La question du traitement des effets qu'induisent le dépôt des loess, la déflation éolienne et la pédogenèse et de la déflation se pose avec encore plus d'acuité dans le cas de la Très Haute Terrasse de la Drôme (cf. Ch. 3.3), dont l'âge "günzien" (cf. Fig. 12), et la situation au milieu du couloir loessique de la vallée du Rhône sont favorables à la répétition sur plus de 800 ka d'épisodes de pédogenèse, de déflation éolienne et d'enfouissement sous des loess. La complexité de cette datation nécessite le recours à la mesure conjointe de deux isotopes cosmogéniques, afin d'augmenter les contraintes sur la modélisation des âges d'exposition (§ 2). Cependant, à l'heure d'imprimer ce mémoire, la totalité des analyses sur ce site de datation ne sont pas disponibles.

Les terrasses intramontagneuses de la Drôme sont plus récentes mais ne sont pas moins indemnes de dégradations de toutes sortes. Ces dégradations sont même plus dommageables encore que celles des THT pour la datation par âge d'exposition. Faute de datation absolues, une corrélation relative des terrasses d'après leur état d'altération est tentée sur les terrasses intramontagneuses de la Drôme (§ 1).

5.1- Corrélation pédologique des terrasses de la Drôme.

5.1.1- Problèmes géométriques de corrélation

L'évolution du profil longitudinal de la Drôme doit être reconstituée sur la base de corrélations longitudinales fiables de ses niveaux de terrasses.

On considère comme appartenant à un même niveau les terrasses disposées en enfilade, se suivant de proche en proche sans ambiguïté géographique. Pratiquement, dans le cas présent, la méthode géométrique n'est applicable qu'entre les cloisons calcaires tithoniques qui segmentent le cours de la Drôme. Un système de 3 niveaux étagés semble se répéter d'une dépression marneuse à l'autre, et comme ces niveaux sont présents à des élévations assez constantes au-dessus de la Drôme, on les considère comme équivalents tout le long de la Drôme intramontagneuse. On admet donc implicitement qu'aucune déformation tectonique n'affecte la région.

Les extrapolations préconçues de ce type se révèlent parfois abusives, comme l'ont démontré Merritts *et al.* [1994b, Fig. 43] qui ont montré combien une série de datations absolues pouvait modifier les corrélations et bouleverser l'interprétation de la dynamique du profil longitudinal. Dans le cas présent, les niveaux de terrasses s'interrompent au passage des cluses (gorges) en calcaire tithonique, or les accidents majeurs les plus tardifs du Diois sont responsables de certaines de ces cluses (par exemple : cluse de Saillans : accident N-S de Mérindol-Saillans, Fig. 26). Des mouvements tectoniques récents le long de ces structures pourraient avoir décalé les niveaux et invalider l'interprétation "parallèle" des niveaux de terrasses.

Les hautes terrasses de la Drôme, pourtant fort nombreuses, ne sont malheureusement pas dans un état de conservation suffisant pour que leur datation par la méthode des isotopes cosmogéniques produits *in situ* puisse être envisagée. Une tentative de corrélation de ces terrasses d'après leur état d'altération est présentée au paragraphe suivant.

5.1.2- Corrélation pédologique

Des sols fersiallitiques se développent sur les terrasses de la Drôme. Ces sols, comme ceux du Rhône ou du Buëch, devraient évoluer au cours du temps suivant la chronoséquence définie par Bornand [1978], et permettre de différencier les niveaux de terrasses entre eux. Si la pédogenèse n'est pas trop entravée par les processus de dégradation des surfaces, on devrait pouvoir définir un état d'altération caractéristique de chaque niveau de terrasses. Deux aspects caractéristiques de la fersiallisation sont quantifiés : l'intensité de la rubéfaction (§ 1.3), et la composition minéralogique du cortège argileux (§ 1.4).

Quelques méthodes de corrélation relative s'appuient sur des caractéristiques intrinsèques des niveaux pour les différencier. La méthode sédimentologique consiste à caractériser les niveaux d'après leur granulométrie [p. ex. Jones *et al.*, 1999]. Les niveaux de la Drôme ne sont pas assez différenciés pour que cette méthode soit applicable [Colombo, 1999].

La méthode pédologique s'appuie sur le principe que les terrasses de même âge sont dans le même état d'altération [par ex. Pazzaglia et Brandon, 2001]. Dans la vallée du Rhône, elle a été employée avec succès [Bornand, 1978 ; Mandier, 1984]. Des sols "caractéristiques" des différents interglaciaires ont même été définis et utilisés pour établir des corrélations entre les grands bassins versants alpins [Bonifay, 1962 ; Montjuvent, 1975 ; Tiercelin, 1974 ; Mandier, 1988].

Les sols des terrasses de la Drôme se développent sous le même climat que les sols des terrasses voisines du Rhône et du Buëch. La durée de développement des sols est également comparable. Les alluvions de la Drôme sont par contre presque exclusivement calcaires. Les sols qui s'y développent restent cependant des sols fersiallitiques, car les facteurs de station sont insuffisamment contraignants pour empêcher la convergence des sols vers le sol climatique fersiallitique [Duchauffour, 1995]. Les facteurs nécessaires au développement de sols fersiallitiques évolués sont en effet avant tout la perméabilité et l'horizontalité des surfaces, bien plus que la nature des alluvions [Bornand, 1978].

Deux aspects caractéristiques de l'altération fersiallitique ont été analysés pour différencier les niveaux de terrasses : le développement de la rubéfaction d'une part, la transformation et la néoformation d'argiles d'autre part. L'échantillonnage (Fig. 59) et les analyses ont fait l'objet d'un mémoire de maîtrise de l'université Grenoble 1 [Chancel, 2000].

L'altération fersiallitique se propage sur des matériaux bien drainés, pouvant libérer à terme suffisamment de fer et de calcium. Les sols fersiallitiques sont des sols à altération géochimique dominante, dont la caractéristique essentielle est la présence d'un argillane (Bt) rouge vif. Les horizons (A) et (Bt) sont presque saturés, et les argiles 2/1, qui y dominent nettement, proviennent de transformations et de néoformations.

La rubéfaction est liée à la formation d'hématite. Elle résulte d'une cristallisation rapide des oxydes de fer libérés par l'altération, en l'absence de matière organique, en milieu saturé en Ca, subissant de forts contrastes d'humectation - dessiccation [Duchauffour, 1995].

Dans les alluvions en cours d'altération, la fraction fine est réalimentée en matériau "frais" par les galets en cours de désintégration pendant les premiers stades de la pédogenèse. Du stade 1 au stade 3 de l'altération fersiallitique, les horizons caractéristiques du sol fersiallitique ne cessent de s'approfondir [Bornand, 1978]. Les sols de la Drôme présentent des stades d'avancement variés mais ne dépassent pas le stade 3, sans doute parce que la fersiallisation progresse plus lentement dans ces alluvions très calcaires [Bornand, 1978].

5.1.3— Etude de la rubéfaction

Méthode : La mesure de la coloration du sol est réalisée sur des coupes fraîches de sol à l'aide de la charte des couleurs des sols de Munsell. Les couleurs observées sont comparées à celle d'un jeu de plaquettes standard, classées en fonction de la teinte, de l'intensité et de la luminosité des couleurs. Elle permet, entre autres critères, de déterminer l'état d'altération des sols, et d'établir ainsi des corrélations préliminaires.

L'horizon le plus rubéfié est d'autant plus épais que le sol est évolué. La rubéfaction augmente aussi en intensité pendant les premiers stades de l'altération. La localisation des oxydes est étroitement liée à celle des argiles avec lesquelles ils forment des complexes minéraux très stables [Bornand, 1978].

Observations : Les variations de couleur observées (Fig. 60) sont souvent plus importantes entre deux terrasses d'un même niveau bien défini qu'entre les terrasses de niveaux différents.

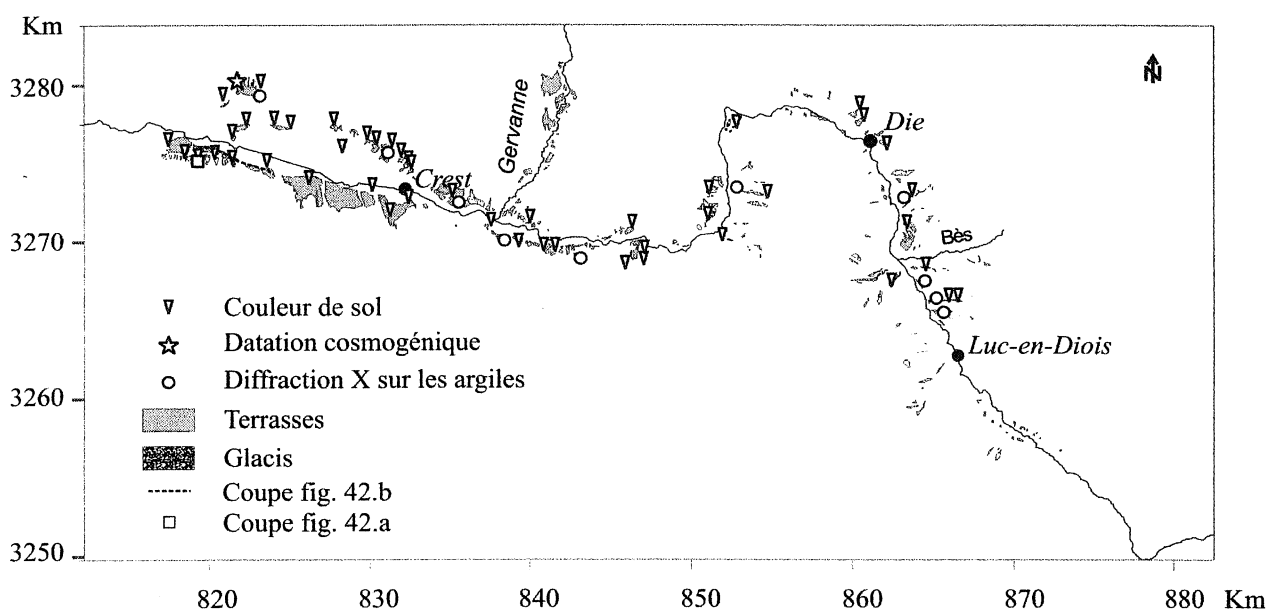


FIGURE 59— Carte de localisation des sites d'échantillonnage des sols des terrasses de la vallée de la Drôme pour les corrélations pédologiques et la datation par âge d'exposition.

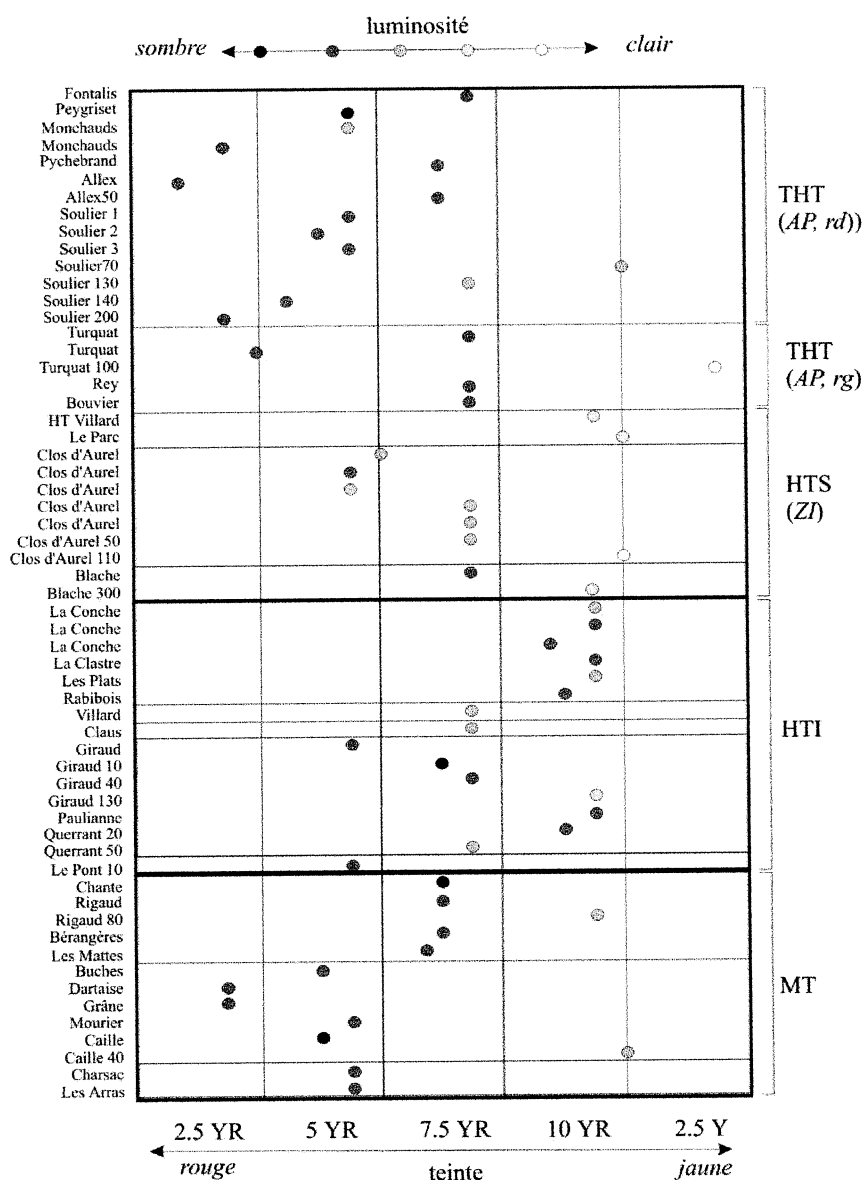


FIGURE 60– Couleur des sols fersiallitiques des terrasses de la Drôme d’après le code de Munsell.
 Compartiments à bordures fines : regroupements certains, sur critères géométriques.
 Compartiments à bordures épaisses : corrélations usuelles entre les différents groupes certains :
 THT : Très Haute Terrasse ; HTS : Haute Terrasse Supérieure ; HTI : Haute Terrasse Inférieure ;
 MT : Moyenne Terrasse.

Les variations le long d’un même niveau ne peuvent pas être mises en relation avec une quelconque zonation climatique, la rubéfaction évoluant de façon chaotique le long de la Drôme. La rubéfaction n’augmente pas non plus, en moyenne, des niveaux les plus bas vers les niveaux les plus élevés. La rubéfaction ne permet donc pas d’établir de corrélations.

5.1.4– Etude du cortège argileux.

Méthode : L’analyse a porté sur le cortège argileux de l’horizon d’illuviation des argiles (Bt), qui a été comparé à la masse alluviale sous-jacente. L’évolution générale est théoriquement la suivante : baisse de cristallinité de l’illite, transformation des illites en smectites, développement très

progressif de la kaolinite par néoformation, et, si les stades 4 et 5 définis par Bornand [1978] sont atteints, développement de chlorite d'aggradation.

Les lames orientées d'argiles ont été préparées au LGCA, Université de Grenoble 1, puis analysées sur un diffractomètre X SCINTAG XZS 2000 par T. Adatte, maître assistant à l'Université de Neuchâtel, Suisse.

Résultats : Il ressort de l'analyse de la fraction fine de la masse alluviale, que le matériau "frais" est riche en kaolinite. Les roches du bassin versant en amont de Crest sont pourtant, d'après les données anciennes [Bornand, 1978], très pauvres en kaolinite. Des analyses plus récentes ont montré cependant que la kaolinite est présente dans les formations à l'affleurement dans le bassin de la Drôme, concentrée dans certains bancs de la couverture sédimentaire [Thierry Adatte, comm. orale]. La kaolinite présente au sein des alluvions peut provenir également du démantèlement de terrasses anciennes, ou bien de l'illuviation de kaolinites formées dans le sol sus-jacent.

Bien que l'on ait pris garde d'échantillonner les alluvions les plus saines, une contamination par le sol reste possible, car on observe des figures de dissolution-recristallisation de calcite dans toute la masse alluviale.

La perméabilité initiale des alluvions augmente même à certains niveaux par disparition complète des fines calcaires. Les argiles étant en principe complexées avec les oxydes de fer, les contaminations sont décelables à l'affleurement. Il n'est cependant pas rare de rencontrer en profondeur des poches d'argiles blanches sans oxydes de fer associés.

Les transformations induites par la fersiallisation ne ressortent pas nettement des analyses quand on compare les sols aux alluvions dont ils dérivent (Fig. 61). Les variations le long d'un même niveau ne peuvent pas être mises en relation avec une quelconque zonation climatique, les cortèges évoluant de façon quelconque le long de la Drôme (Fig. 62).

L'illuviation doit en fait redistribuer une portion sensible des argiles produites en surface.

FIGURE 61- Evolution du cortège argileux dans les terrasses de la Drôme entre les alluvions et le sol. Rapports sol/alluvion des fractions massiques de quelques argiles caractéristiques de l'état d'altération. Niveaux: THT : très haute terrasse. HT : haute terrasse. MT : moyenne terrasse. Sites de prélèvement : cf. Figure 59.

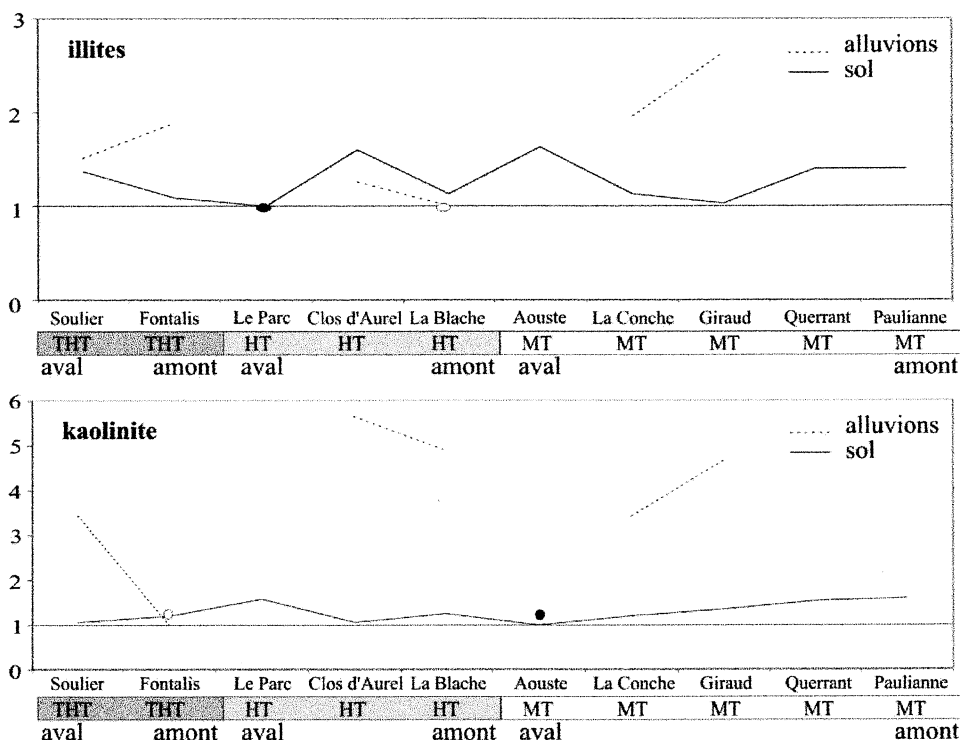
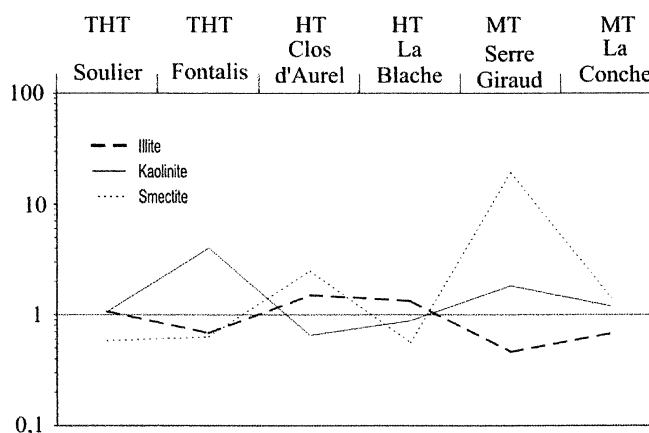


FIGURE 62- Teneurs en illites et kaolinites des sols de terrasse le long de la Drôme, par niveau de terrasses, d'aval en amont. Teneurs normalisées à un site désigné par un cercle vide pour les alluvions, par un cercle plein pour les sols.

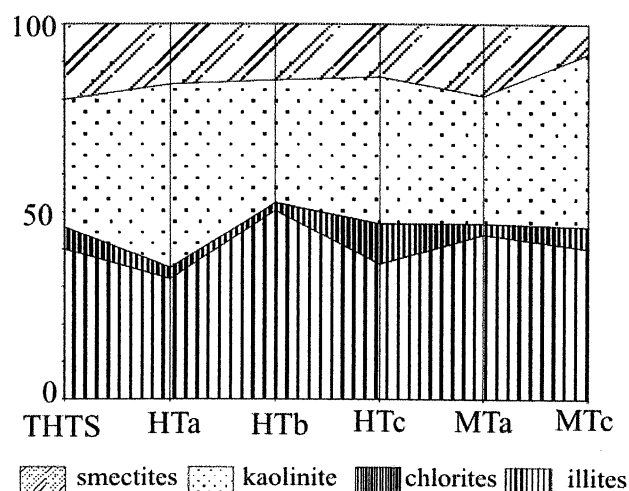


FIGURE 63— Composition moyenne des cortèges argileux du sol par niveau de terrasses, vallée de la Drôme. THTS : très haute terrasse supérieure. HT : haute terrasse; MT : moyenne terrasse. a : segment Aouste-Saillans. b : segment du "dôme d'Aurel". c : segment de "l'anticlinorium de Die".

Les comparaisons des spectres argileux d'une terrasse à l'autre et d'un niveau à l'autre ne permettent pas, en fin de compte, de définir des cortèges caractéristiques de chaque niveau (Fig. 63).

La corrélation par ces méthodes est donc un échec. Si la tendance est si peu claire, c'est que l'érosion des surfaces et la cryoturbation ont été très actives sur les terrasses de la Drôme et ont efficacement concurrencé une fersiallisation moins rapide que celle des terrasses du Rhône, beaucoup moins calcaires. Les terrasses intra-alpines de la Drôme sont planes, mais leur déclivité transverse atteste d'une érosion non négligeable. L'altération fersiallitique se développe pendant les périodes chaudes, interglaciaires ou interstadiaires. Elle engendre des sols qui sont enfouis ou détruits pendant la glaciation suivante par des processus de versants très actifs.

6- CONCLUSION

La datation des terrasses du Drac et du Buëch par la méthode des isotopes cosmogéniques produits *in situ* est un succès. Cinq terrasses du Drac et trois terrasses du Buëch ont été datées avec une précision suffisante pour la mesure de la vitesse d'incision postglaciaire du Drac et celle du Buëch à plus long terme (~200 ka).

Pour parvenir à dater ces terrasses, il a fallu tenir compte de paramètres propres aux terrasses alluviales dont le traitement se surimpose aux corrections communes des effets de site.

La teneur en ^{10}Be initiale des clastes au moment de leur mise en place au sein de la masse alluviale aurait pu conduire à une surestimation de l'âge des terrasses du Drac et de la terrasse T1 du Buëch.

La réalisation de profils de concentration est une méthode désormais répandue, permettant de séparer l'héritage de la production *in situ*.

L'analyse des profils montre que la teneur initiale des clastes en ^{10}Be est faible au regard de l'âge des terrasses, et n'induit pas une dispersion très grande par rapport aux modèles théoriques d'accumulation *in situ*. La faiblesse de l'héritage permet de dater des terrasses aussi jeunes que 3-4 ka. Ces valeurs d'héritage s'expliquent par la façon dont les clastes sont exhumés et transportés jusqu'aux terrasses sur des bassins versants périodiquement occupés par les glaciers.

Les anciens niveaux T2 et T3 du Buëch ont été datés à partir de clastes prélevés en surface.

J'ai formulé l'hypothèse que la dispersion des âges obtenus s'explique par une dénudation des blocs échantillonnés, causée par l'altération différentielle des alluvions en période chaude et l'érosion éolienne de la matrice du sol en période froide. Cette hypothèse a été testée en couplant à une quantification des pertes de matière par pédogenèse un modèle numérique simulant les effets des pertes de matière sur la dispersion des âges apparents des galets présents de nos jours à la surface du sol. Ces mesures et ces simulations valident l'hypothèse de départ et permettent de valider les âges obtenus sur les hautes terrasses du Buëch.

En revanche, la tentative de corrélation relative des terrasses de la Drôme d'après l'état d'altération est infructueuse du fait de l'état de dégradation avancé de l'ensemble des terrasses de la zone intramontagneuse drômoise. Les résultats de la datation couplée ^{10}Be - ^{26}Al de la Très Haute Terrasse de Soulier ne sont pas tombés au moment où s'achève ce travail.

CHAPITRE 5

ORIGINE ET VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE L'INCISION : APPORT DES DATATIONS COSMOGENIQUES ET DE L'ETUDE DES PROFILS EN LONG DE RIVIERES

La datation des terrasses alluviales du Drac et du Buëch a pour but de mesurer la vitesse d'incision des rivières au droit de ces terrasses. Les âges obtenus et validés au chapitre 4 permettent de calculer des vitesses d'incision moyennées sur le temps qui s'est écoulé depuis l'abandon de ces terrasses. Les âges obtenus permettent de compléter la reconstitution des paléoprofils de rivière et de donner un cadre temporel à l'évolution des profils en long du Drac, du Buëch et de la Drôme.

Les terrasses datent indirectement des extensions majeures de grands glaciers alpins dont les âges étaient très spéculatifs jusqu'à présent (§1).

L'évolution du profil en long du Drac depuis le Maximum Glaciaire Würmien (MGW, § 2) documente les modalités du réajustement d'une grande rivière juxtaglacière après l'effondrement de son niveau de base. La vitesse d'enfoncement du niveau de base est très rapide au regard de la vitesse de réaction du système d'érosion fluviale. La chute du niveau de base ne constitue pas de ce fait un facteur limitant dans l'évolution du système dracois. La reconstitution du profil en long permet de mettre en évidence les causes (§ 2.2) et la rapidité de propagation de la perturbation (§ 2.3), les contrôles internes, géométriques du réajustement (§ 2.4 à 2.7) et les forçages climatiques (§ 2.8). Ces observations permettent de dresser un schéma général d'initiation et d'amortissement du réajustement (§ 2.9).

Les fluctuations temporelles de la vitesse d'incision du Buëch (§ 3) permettent de dissocier les forçages tectoniques (§ 3.1) et climatiques (§ 3.2) de l'incision en zone proglaciaire.

L'évolution spatiale de l'incision le long de la Drôme (§ 4) est appréhendée à partir de corrélations de terrasses dans la zone intramontagneuse et dans l'Avant-Pays (§ 4.1), d'indices de déformations tardives observés çà et là (§ 4.2), et par la quantification de l'érosion sur une partie de son bassin versant d'après la vitesse de comblement d'un lac de barrage naturel pendant la période historique (§ 4.3). La signification de la variabilité spatiale de la vitesse d'incision le long de la Drôme en terme de forçage tectonique est finalement discutée (§ 4.4).

1— CONTRIBUTION DES DATATIONS DE TERRASSES AU CALAGE CHRONOLOGIQUE DES EXTENSIONS GLACIAIRES

La datation des terrasses alluviales du Drac et des Buëchs est lourde d'implications quant à la chronologie des événements glaciaires. Les relations stratigraphiques entre les terrasses du Drac ou du Buëch et les dépôts des grands appareils glaciaires de l'Isère et de la Durance sont en effet bien connues [par ex. Montjuvent, 1978 ; Tiercelin, 1974]. Or les âges absolus des grandes extensions glaciaires les plus récentes restent controversés, et ceux des glaciations anciennes restent inconnus.

Les âges des terrasses du Drac permettent de dater l'extension du " Maximum Glaciaire Würmien " (MGW) du glacier de la Séveraisse et d'une langue diffluente du grand glacier de l'Isère (§ 1.1). Les âges des terrasses du Buëch permettent de dater l'extension " rissienne " du glacier de la Durance, et une avancée importante de ce même glacier lors d'une glaciation plus ancienne (§1.2).

1.1— Le Dernier Maximum du glacier de l'Isère et des glaciers affluents du Drac

Le glacier de l'Isère contrôle les cycles d'incision-comblement qui se succèdent dans la vallée du Drac (*cf.* Ch 3.3.1). De ce fait, la datation du commencement de la dernière phase d'incision permet de contraindre l'âge de l'extension maximale de ce glacier au Würm. Attribuée au Würm II par Montjuvent [1978], son âge absolu est l'objet de controverses, entre les partisans d'une extension récente maximale, contemporaine de l'extension maximale des calottes polaires fenno-scandienne et laurentide, et les partisans d'une extension maximale plus ancienne au cours de la dernière glaciation. La figure 64 permet de comparer les âges obtenus par datation ¹⁰Be et les âges supposés à partir des travaux de Montjuvent [1978], anciens et actualisés.

1.1.1— Corrélations relatives généralement retenues

Les différents stades de la glaciation würmienne identifiés par Montjuvent sont présentés dans le paragraphe 3.1 du chapitre 3. La glaciation atteint son apogée au Würm II. A ce stade, glaciers et lacs juxtaglaciaires se succèdent tout le long de la vallée du Drac, et la surface du glacier de l'Isère atteint 1100 m d'altitude à Grenoble (Fig. 19 et 20).

Pendant l'interstade Würm II-Würm III, la surface du glacier de l'Isère s'affaisse considérablement. Il est même très probable, à considérer l'importance du réchauffement [de Beaulieu et Reille, 1984] et du recul des autres glaciers pendant les interstades du Würm [Rhône : Blavoux, 1988 ; Durance : Chardon, 1993], que le glacier de l'Isère se retire loin en amont de la confluence de l'Isère et du Drac.

Cependant, de grands complexes sédimentaires émergent actuellement de la plaine postglaciaire ombilicale autour de Grenoble : terrasses deltaïques du Crozet et du Crey [Montjuvent, 1978], terrasse rocheuse de St Giraud [observation personnelle], nappe fluviale de Champagnier. Ces formations sont interprétées selon les auteurs soit comme les séquences de comblement terminales du lac de surcreusement glaciaire de la vallée de l'Isère pendant l'interglaciaire Riss-Würm, soit comme des terrasses de kame du glacier de l'Isère qui témoigneraient de sa stagnation à basse altitude (400 m et moins) pendant un stade tardif de décrépitude, tel l'un ou l'autre des interstadias Würm II-Würm III ou Würm III-Würm IV [Montjuvent, 1978 et Fig.70].

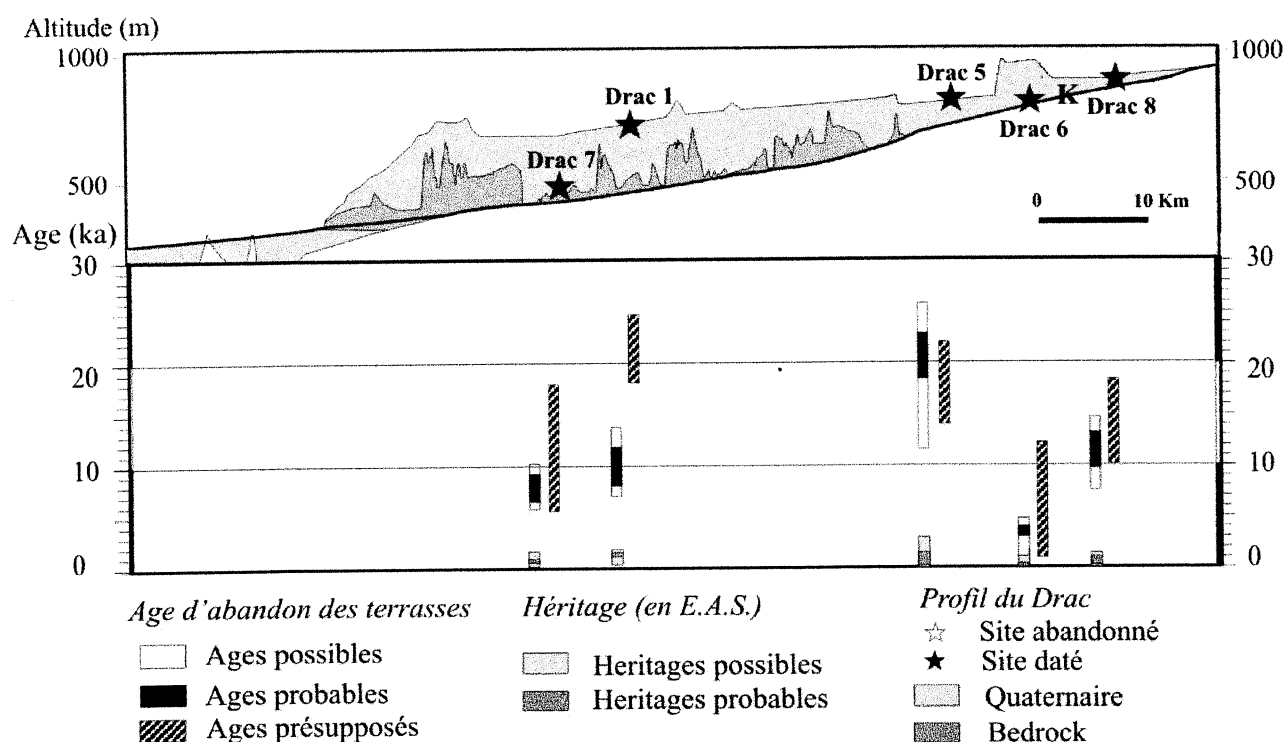


FIGURE 64— Ages présumés et âges ^{10}Be des terrasses du Drac. Ages et incertitudes d'après la modélisation des profils de concentration. EAS : valeur d'héritage en âge équivalent de surface. K : knickpoint du Champsaur.

Les glaciers s'avancent de nouveau au Würm III sans retrouver leur extension pléniglaciaire : la Bonne et la Séveraisse parviennent 1 km en amont de leurs moraines du maximum, le Drac 7 km en arrière, l'Isère 30 km (confluence Drac-Isère) et le Rhône 110 km.

Les âges supposés de ces événements sont l'objet de controverses importantes qui tiennent autant à la fiabilité des méthodes de datation qu'aux problèmes de corrélation entre les glaciers [Schoeneich, 1998].

1.1.2— Quarante ans de datations absolues

Thèse du maximum ancien— Les datations ^{14}C des années 1960 à 1980 obtenues par scintillation ont souvent fourni, sur des corps sédimentaires datant du MGW et des stades suivants, des âges en limite de détection de la méthode (35-40 ka, Table 23), ou bien des âges très dispersés. Les débris analysés étaient certainement plus anciens, car les pollutions les plus minimales permettent de proposer des âges à la limite de la méthode [Evin, 2000].

	Würm I	Würm II	Würm III	Würm IV
Ages proposés par Montjuvent, 1978, en kiloannées	70-50	35-40	37-30	23-20
Glacier du Rhône		Maximum (Verpillière)		Genève
Glacier de l'Isère	Grenoble	Maximum (Rovon)	Grenoble	
Glaciers de la Séveraisse et de la Bonne		Maximum (La Mure, Beaufin)		
Glacier du Drac		Maximum (Villardon)	Stade 4	
Nature du niveau de base du bassin du Drac	Glacier de l'Isère	Glacier de l'Isère	Glacier de l'Isère	Lac du Grésivaudan
Altitude du niveau de base du bassin du Drac	? m	1000 m	400 m	200 m

TABLE 23— Stades glaciaires de la classification alpine, âges supposés et avancées correspondantes pour quelques glaciers des Alpes françaises du Nord.

Quelques unes de ces datations ont été entreprises sur des bois de la vallée du Drac, tels que les troncs présents dans les dépôts du lac pléniglaciaire du Trièves [site du ruisseau de l'Amourette, Gremmen, 1984], de la moraine frontale du glacier local de Prénfey, surimposée aux till de fond du glacier de l'Isère, et dans la terrasse deltaïque du Crey [Hannss, 1973], la plus récente de la cuvette de Grenoble [250 m d'altitude, Montjuvent, 1978], dont l'âge de 34 300-24 700 BP impose un âge ancien même pour les stades tardifs de retrait glaciaire (Fig. 44). Les moraines de Thonon, qui marquent la stagnation du glacier du Rhône dans la région de Genève attestent d'une avancée majeure du glacier du Rhône au LGM [Nicoud *et al.*, 1993], mais cette pulsation est de 110 km inférieure à la position qu'il occupe lors d'une phase plus ancienne du Würm.

Pour ces raisons, le MGW a été fixé à 45-50 ka ^{14}C BP [Montjuvent, 1978], puis corrélé avec les pics froids antérieurs à 38 ka du stade isotopique 3 ou le stade isotopique 4 de la charte SPECMAP, à 60-70 ka ^{14}C B.P. [Montjuvent et Nicoud, 1988 ; Mandier, 1988].

Le lac pléniglaciaire du Trièves était le plus grand lac d'obturation du Drac au MGW. Il contient des argiles litées interprétées comme des varves par V. Lignier [1996]. Considérant que les doublets ont 1 cm d'épaisseur en moyenne, et que l'épaisseur des dépôts varvés est de 130 mètres au minimum une durée de dépôt supérieure à 13 ka est proposée. Etant donné l'âge supposé du WGM, une étude magnétostratigraphique [Lignier, 1996] a été réalisée dans l'espoir de saisir l'épisode de Laschamp (35 ka), sans succès.

Des datations par résonance paramagnétique électronique ont par ailleurs été expérimentées sur des gypses authigènes présents dans les argiles par Ikeya et Montjuvent. Elles n'ont pas abouti et n'ont pas fait l'objet de publications (Fig. 44).

Les âges obtenus sur des tourbières du massif des Ecrins en altitude (massif du Taillefer, lac de la Muzelle, Alpe d'Huez...), postérieurs à 14 ka ^{14}C BP, pas plus que les sédiments proglaciaires à périglaciaires des lacs du Bourget et d'Annecy, postérieurs 14 ka [Chapron, 1999 ; VanRensberger *et al.*, 1998 ; Moscariello *et al.*, 1998], ne remettent en question l'âge du MGW. Ils indiquent simplement que les glaciers se retirent très rapidement et très loin après le *Last Glacial Maximum* (LGM, 18-22ka). Un retrait de même ampleur est aussi enregistré dans les autres lacs glaciaires de fond de vallée à travers tout l'arc alpin [Chapron, 1999 ; Hinderer, 2001]. Comme les sédiments de la vallée de l'Isère, à la confluence Isère-Drac [Bernath, 1988, et en amont Hannss, 1984] sont postérieurs à 14 ka ^{14}C B.P. Les écoulements du Drac et de la Romanche ne sont donc plus retenus par le glacier de l'Isère au plus tard à cette époque, qui est marquée par une série de réchauffements amples et rapides, [Heinrich event 1, Bond et Lotti, 1995].

Thèse du maximum récent— Plus au sud, des sédiments juxtaglaciaires contemporains des arcs morainiques du glacier de la Durance attribués au MGW se sont déposés entre 25 et 20 ka ^{14}C BP [Jorda, 2000]. Le maximum tardif du Würm alpin semble donc conforme au maximum isotopique (stade V 2 de la charte $\delta^{18}\text{O}$,

dit LGM) et à l'extension des calottes boréales [Dyke *et al.*, 2002 ; Marks, 2002].

Les études des lacs qui se sont formés lors du retrait de la calotte glaciaire autonome du Jura tendent à démontrer que le retrait a commencé après le LGM et donc que le MGW du Jura est contemporain du LGM.

Les datations ^{14}C les plus récentes et les âges d'exposition des modelés glaciaires laissés par les glaciers du Rhône et du Rhin [Ivy-Ochs, 1996] appuient l'idée d'une synchronicité parfaite en phase et en amplitude des glaciers de vallée alpins et des calottes polaires [Schoeneich, 1998].

Les facteurs à l'origine de cette controverse sont à rechercher soit dans la fiabilité des datations, soit dans des différences de comportement entre les glaciers considérés [Schoeneich, 1998] : calotte glaciaire dans le cas du Jura, glacier de vallée en position méridionale dans le cas de la Durance, glacier de piémont constitué de lobes coalescents dans le cas du Rhône, glacier de vallée courant sur un très long surcreusement et imprégné par les eaux du Drac dans le cas du glacier de l'Isère, glacier potentiellement flottant dans le lac du Trièves, dans le cas des glaciers de la Séveraisse et de la Bonne.

La position chronologique du stade Würm II d'englacement du Drac reste donc à définir, faute de dates absolues solides dans la vallée du Drac, et faute d'une évolution générale comprise pour les Alpes Occidentales.

1.1.3— Expériences de datations ^{14}C et U-Th réalisées dans le cadre de cette étude.

Plusieurs types de datations ont été essayés conjointement sur le matériel du bassin du Drac afin de s'assurer le meilleur contrôle possible sur les âges absolus. Il s'agit de datations ^{14}C sur des débris végétaux et des datations U-Th sur des gypses authigènes, tous situés dans le remplissage du lac MGW du Trièves.

L'âge du lac pléniglaciaire du Trièves reste incertain. La haute terrasse de Villard-Julien, interprétée comme un delta lacustre datant du MGW Würm II [Montjuvent, 1978], a un âge d'exposition de 8-12 ka. La structure de la Haute Terrasse est originale : il n'en reste que trois fragments assez étendus, qui sont en bonne continuité morphologique. Mais tandis que le fragment aval (terrasse de Lavars) est indubitablement un delta lacustre, les fragments amonts se présentent comme des terrasses de nivellement sans foresets, posés à même la surface des dépôts lacustres. Le site Drac 1 se situe sur l'un de ces fragments de la Haute Terrasse dont l'histoire est déconnectée de celle des dépôts lacustres sous-jacents (cf. § 2). De ce fait, l'âge du site Drac 1 n'est qu'un âge minimum, tardiglaciaire, pour les dépôts lacustres pléniglaciaires du Trièves.

Les dépôts lacustres juxtaglaciaires sont en général très difficiles à dater, car très pauvres en matière organique. On trouve cependant, çà et là, dans les rythmites silteuses du lac du Trièves des débris végétaux, notamment dans la niche d'arrachement très active du glissement de terrain d'Harmalières, au lieu dit La Roche, commune de Sinard. Ce site a été détruit par un recul de la niche d'arrachement en avril 2001. Les débris végétaux ont été déterminés par

O. Manneville, maître de conférence au laboratoire Eco-systèmes et Changements Environnementaux (Université de Grenoble 1) : ce sont des cortex de rhizomes de prêles. Les rhizomes étaient insérés verticalement dans les argiles litées du lac à plus de deux mètres sous la surface, et recouverts par du matériel morainique. Cette superposition stratigraphique répétitive de dépôts morainiques et glacio-lacustres est caractéristique de la zone d'affrontement entre le glacier de l'Isère et le lac du Trièves.

Ils ont été datés au Centre de Datation par le Radiocarbène de l'Université Claude Bernard (Lyon 1), par spectrométrie de masse (Fig. 44, échantillon HARM-1, LYON-1070, OXA). Leur âge n'est que de 430 ± 45 ^{14}C BP. Ces débris de prêles témoignent du fonctionnement d'un glissement de terrain au commencement du Petit Age Glaciaire. Les prêles se seraient installées sur la surface dénudée des rythmites lacustres et y auraient développé leurs rhizomes. Les tillites qui les recouvrent auraient glissé et recouvert le gisement. Les débris recueillis ne datent donc pas le lac du Trièves.

Des gypses authigènes pluricentimétriques et très purs se sont aussi développés dans les rythmites lacustres. Le spectre minéralogique des siltites lacustres est très proche de celui des Terres Noires de l'Oxfordien [Lignier, 1996], une formation marneuse de plus de mille mètres de puissance, ravinée par le Drac et ses affluents, surcreusée par les glaciers de l'Isère et du Drac, et qui a donc pu être apportée en abondance au lac du Trièves. Les siltites lacustres sont de ce fait riches en carbonates et en sulfures. Les gypses se sont probablement développés par oxydation des sulfures dans les sédiments lacustres, comme cela s'observe actuellement sur les badlands de Terres Noires [Alary, 1998]. Leur datation U-Th aurait permis d'obtenir un âge minimal de dépôt des sédiments du lac. Des gypses ont été prélevés dans ce but sur le versant occidental de la niche d'arrachement du glissement d'Harmalières. La préparation des échantillons a été réalisée par Edwige Pons-Branchu, doctorante au CEREGE, université Aix-Marseille III. Les concentrations en U (obtenues sur l'ICP-MS du LGCA, université Grenoble I) étaient trop faibles (0.005 ppm, cf. Table 20) pour envisager une datation.

1.1.4– Apports des datations ^{10}Be .

Les âges d'exposition des terrasses du Drac sont partout inférieurs à 25 ka.

La terrasse d'ombilic Drac 5 est postérieure à la récurrence Würm III (Fig. 47). Son âge de 19-23 ka démontre que le stade Würm II du glacier de la Séveraise est au minimum un peu plus ancien que le LGM polaire, contemporain du MGW du glacier de la Durance [Jorda *et al.*, 2000], mais l'âge du MGW du glacier de la Séveraise est potentiellement beaucoup plus ancien, si l'on considère, 1°, que le temps de comblement de l'ombilic n'est pas nécessairement négligeable, 2°, que la récurrence Würm III, bien que presque aussi étendue que le MGW, n'est pas forcément immédiatement postérieure.

Or, l'incision générale du Drac est liée à la disparition du glacier de l'Isère-Romanche. Si le MGW du glacier de la Séveraise et de l'Isère sont synchrones, on peut expliquer

assez aisément l'âge extrêmement tardif des terrasses du Drac (cf. § 2). Par contre, considérer que le MGW de l'Isère est LGM revient à remettre en cause soit les corrélations entre le glacier du Rhône et celui de l'Isère, soit les datations du glacier du Rhône. Si, à l'inverse, on considère que le maximum est plus ancien, il faut expliquer comment les Hautes Terrasses (Drac 1, Drac 5, Drac 8), qui se raccordent à un niveau de base glaciaire perché 800 mètres au-dessus de la confluence de l'Isère et du Drac (Fig. 20 et 65), auraient pu rester en fonctionnement jusqu'à la fin de la glaciation sans que l'abaissement du niveau de base ne provoque leur abandon. Un certain délai peut, certes, séparer la disparition des obturations glaciaires et l'initiation de l'incision, si l'abandon des terrasses se fait par érosion régressive, et que les knickpoints régressifs progressent lentement le long du Drac (ce point sera discuté plus en détails au § 2). Mais comment expliquer, suivant ce schéma, que des knickpoints n'aient pas parcouru le cours du Drac avant le Tardiglaciaire, puis qu'ils aient ensuite soudainement parcouru des dizaines de kilomètres le long du Drac, en 10 ka au maximum?

1.2– Ages d'exposition des extensions “ rissiennes ” et “ mindéliennes ” du glacier de la Durance

Les niveaux T1, T2 et T3 sont interprétés généralement comme des nappes alluviales proglaciaires, et attribuées classiquement aux trois dernières glaciations de la classification alpine, soit, respectivement, au Würm, au Riss et au Mindel (cf. Ch. 3.2.2 et Fig. 12). Les âges obtenus sur les niveaux T1, T2, T3 remettent en cause ces attributions.

1.2.1– La terrasse T3 (les Eygaux) : une terrasse rissienne et non pas mindélienne

La surface du niveau T3, dite “ mindélienne ” s'est formée, d'après les âges d'exposition, au début de la glaciation Riss II (190 ka), ce qui revient à rajeunir ce niveau d'une glaciation stratigraphique, soit de 160 ka au minimum. L'événement générateur de la terrasse devrait donc être une diffuence par la Freyssinouse pendant le stade isotopique $\delta^{18}\text{O}$ 6.6, début de l'englaciation maximale et âge du claste le plus exposé (188 ka).

1.2.2– La terrasse T2 : un témoin d'une grande extension würmienne ancienne

Le niveau T2 est âgé au minimum de 60 ka. De par son élévation, il est intermédiaire entre le fond de vallée actuel et la terrasse T3. La nappe aurait 130 ka au moins si elle datait du Riss, comme cela est généralement admis. Comme nous le verrons dans le paragraphe 2, un âge de 130 ka impliquerait que l'incision du Buëch ait été très rapide pendant toute la durée de la glaciation Riss II (50 ka), puis beaucoup plus réduite pendant les 130 ka suivants, ce qui ne peut s'expliquer par aucun forçage tectonique ou climatique connu. On retiendra donc comme plus probable un âge de 60-75 ka, compris entre l'âge du galet le plus ancien et le début du stade froid $\delta^{18}\text{O}$ 4. La nappe fluvioglaciaire a donc été édifiée au commencement du Würm chronologique, par une première diffuence du glacier de la Durance.

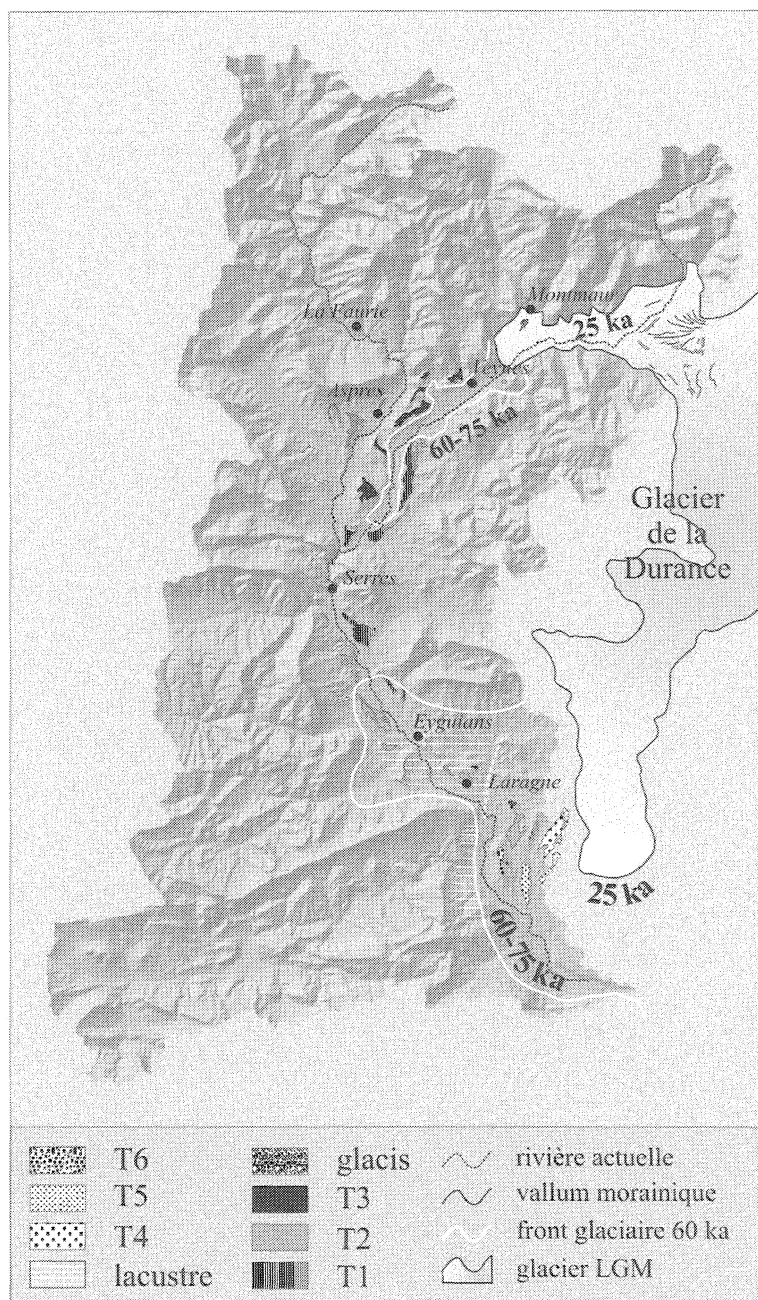


FIGURE 65- Nouvelle chronologie des extensions du glacier de la Durance d'après les datations ^{10}Be de la vallée du Buëch.

Le niveau T2 se situe à la même élévation au-dessus du Buëch qu'un niveau de terrasses recouvert, dans la région de confluence du Buëch et de la Durance, par des dépôts morainiques attribués au Riss sur critères stratigraphiques. Les conséquences de la datation sont donc très importantes : si l'on admet que ces terrasses recouvertes appartiennent au niveau T2 de la zone péri-glaciaire, l'extension apogéique rissienne du glacier de la Durance se situerait en fait dans le Würm ancien, et non pas dans le Riss. Ce qui implique, par extension, que le verrou de Sisteron ait été recouvert par les glaces au cours de la dernière glaciation, et que le Dernier Maximum Glaciaire du glacier de la Durance [25 ka, Jorda, 2000] ne soit qu'un maximum relatif, tardif, d'amplitude plus réduite (Fig. 65).

Ce scénario rend cohérentes les avancées des glaciers de la Durance et du Rhône. Car si une extension précoce très supérieure à celle du LGM a bien été reconnue sur le Rhône, elle n'a, en revanche, jamais été confirmée sur les autres glaciers alpins, et souvent contestée [Schoeneich, 1998], alors que des extensions maximales plus anciennes que le LGM ont été identifiées dans d'autres régions englacées du monde : calotte de Grande Bretagne-Irlande [~40 ka, Bowen *et al.*, 2002] et Himalaya [stade $\delta^{18}\text{O}$ 3 ; Owen *et al.*, 2000] entre autres.

On pourrait supposer, par extension de ce schéma aux autres bassins glaciaires, que les extensions rissiennes, reconnues au-delà des maximums glaciaires datés du LGM, sont en fait, comme sur la Durance, des extensions würmiennes anciennes. L'extension "rissienne" du glacier de l'Isère pourrait se situer vers 60-75 ka, en même temps que le dernier englacement intégral du bassin du Drac. La paléovallée V3, postérieure à l'englaciation complète "rissienne" du bassin, et antérieure à l'extension Würm II, serait de ce fait postérieure au stade isotopique 4, et antérieure au stade isotopique 2 (le LGM). Elle se serait donc formée lors d'un interstade de la dernière glaciation, ce qui implique que le glacier de l'Isère se soit retiré en amont de la confluence du Drac et de l'Isère au cours de cet interstade. Les enregistrements polliniques [de Beaulieu et Reille, 1984], et quelques datations absolues bien en amont des fronts du MGW [Rhône : Blavoux, 1988 ; Durance : Chardon, 1993] montrent que certains interstades ont été particulièrement cléments et que les glaciers se sont alors fortement retirés.

Par contre, ce schéma ne peut être étendu tel que au glacier du Rhône, puisqu'on dispose d'un enregistrement pollinique couvrant le dernier interglaciaire, dans un lac situé sur le till de fond rissien [de Beaulieu et Reille, 1984]. Si les datations sont justes, cela implique une réévaluation des corrélations Durance-Drac, Drac-Isère ou Isère-Rhône.

1.2.3- La terrasse T1 : un niveau postglaciaire

T1 est un système de terrasses complexe, constitué de deux niveaux qui ne s'individualisent nettement qu'au-delà de la confluence des Buëchs. Il est considéré comme cataglaciale généralement, voire postglaciaire [Gautier, 1992]. Rosique [1996] considère la terrasse d'abrasion T1b1 comme pléniglaciaire, et la terrasse de comblement T1b2 comme cataglaciale (cf. Ch. 3.3.2).

Ces niveaux sont différenciés le long du Petit Buëch. Le site de datation Buëch 3 appartiendrait au niveau T1b1. L'âge d'exposition obtenu (5.2-10.1 ka), n'est pas compatible avec l'interprétation cataglaciale, puisque la diffuence de la Freyssinouse cesse au plus tard vers 14 ka [de Beaulieu et Reille, 1983]. Sa formation est donc contrôlée par une fluctuation de la dynamique interne du bassin du Buëch, sans apports extérieurs. La fluctuation climatique la mieux à même d'expliquer la formation de cette terrasse est la période froide du Dryas récent (10-11ka BP ^{14}C , Fig.12), pendant laquelle le couvert végétal régresse. Un détritisme important se développe sur les petits bassins versants à la fin de cette période [Rosique, 1996]. Au Préboréal, le climat se réchauffe, devient très humide, et la végétation se développe considérablement [de Beaulieu, 1983].

L'abandon de la terrasse pourrait avoir lieu pendant cette période. Une autre période d'alluvionnement a été identifiée du début du Boréal à la première partie de l'Atlantique (remblaiement Holocène Principal), et correspond assez bien avec les meilleurs âges obtenus par modélisation du profil de concentration en ^{10}Be (6.6-8.1 ka). Les terrasses de cette période diffèrent sensiblement du niveau T1, tant par leur faciès que par leur élévation. Elles ont été datées directement par ^{14}C dans la vallée du Buëch. Les âges ^{14}C et ^{10}Be divergent donc de ce point de vue. L'âge d'exposition pourrait donc être sous-estimé. Les causes peuvent être diverses, la plus facile d'accès étant l'évaluation du taux de production actuel (cf. Ch 2.4) dont les valeurs varient de 20 % et plus dans la littérature. L'étalement des fluctuations temporelles de ce taux devrait permettre à terme de proposer une correction intégrée du taux de production, dont la variabilité peut provoquer des distorsions des âges d'exposition tardi- et postglaciaires [Franck, 2000, Fig. 6].

D'après l'âge d'exposition, le niveau T1b1 semble Postglaciaire, alors que les études les plus récentes le situent dans le Tardiglaciaire [Gautier, 1992 ; Rosique, 1996]. La sous-estimation possible des âges d'exposition tardi- et post-glaciaires peut expliquer cette distorsion. Nous retiendrons donc un âge de 10 ka pour cette terrasse, compatible avec nos datations ^{10}Be , puisque dans la fourchette supérieure acceptable.

La datation du niveau T2 révèle que l'extension du glacier de la Durance attribuée au Riss [Tiercelin, 1992 ; Rosique, 1996] est en fait la véritable extension maximale de la dernière glaciation, et que cette extension est précoce, à 60-75 ka. Le glacier de la Durance atteint un maximum entre 25 et 22 ka cal. B.P. [Jorda *et al.*, 2000], mais son extension est alors moins grande que celle qu'il atteint en début de glaciation. La datation du niveau T2 montre donc que les extensions des calottes polaires et des glaciers alpins sont en phase mais que le maximum d'extension a été atteint dans les Alpes lors d'un pic de froid en début de glaciation, tandis que le maximum des calottes polaires, le LGM, s'est produit il y a 25-18 ka. Le niveau T3 enfin, dit "mindélien", procède d'une avancée antérieure des glaciers au début de l'avant-dernière glaciation, le Riss II.

Globalement donc, les datations par âge d'exposition des terrasses du Buëch diminuent considérablement les âges supposés des avancées majeures du glacier de la Durance.

2- EVOLUTION DU PROFIL EN LONG DU DRAC DEPUIS LA GLACIATION

Les âges d'exposition obtenus au chapitre 4 permettent de calculer des taux d'incision au droit des terrasses fluviales qui ont été datées (§ 2.1). Les résultats obtenus au niveau de la moyenne vallée du Drac (sites Drac 1 et Drac 7) mettent en évidence une érosion régressive ayant probablement un lien avec la formation d'un knickpoint instable dans la basse vallée du Drac au sortir de la glaciation (§ 2.2). Les datations des terrasses de la haute vallée du Drac (Drac 5, Drac 6, Drac 8) doivent confirmer l'existence d'un knickpoint régressif actuel dans le Champsaur (§ 2.3). Le profil longitudinal actuel est composite : des facteurs internes en contrôlent la géométrie (§ 2.4,5,6,7) et les forçages climatiques de l'hydrodynamique se font aussi sentir (§ 2.8). Ces observations permettent de dresser un schéma général d'initiation et d'amortissement du réajustement (§ 2.9).

2.1- Taux d'incision

La Table 24 synthétise les âges d'exposition des terrasses du Drac obtenus par la méthode des profils de concentration ainsi que les taux d'incision moyens enregistrés par ces terrasses.

nom terrasse	site	âge (ans)	altitude du Drac (m)	altitude de la terrasse (m)	élévation de la terrasse (m)	taux d'incision moyen (mm.an ⁻¹)
Les Armands	Drac 7	6.6-9.3	405	480	75	8.1-11.4
Villard-Julien	Drac 1	8.2-12.0	430	770	340	28.3-41.5
Chauffayer	Drac 5	18.6-23.0	825	915	90	3.9-4.8
Lestiquières	Drac 6	3.2-4.2	932	959	27	6.4-8.4
Le Tuve	Drac 8	9.8-13.2	973	1025	52	3.9-5.3

TABLE 24- Age et élévation au-dessus du cours du Drac des terrasses datées par les cosmonucléides, et taux d'incision moyenne au droit de ces terrasses

Les valeurs sont, dans l'ensemble, très supérieures aux vitesses d'exhumation et de surrection mesurées dans les Alpes. Dans les massifs cristallins voisins du Pelvoux et de Belledonne, les vitesses d'exhumation sont inférieures d'un ordre de grandeur ($0.5-1 \text{ mm.an}^{-1}$, cf. Ch. 3.1.1) aux vitesses d'incision du Drac. Les valeurs obtenues et leur grande hétérogénéité s'expliquent assez bien, comme nous allons le voir, par un modèle d'érosion régressive des dépôts d'obturation et de leur encaissant suivant un cours épigénique. L'érosion linéaire postglaciaire du bassin Drac n'a donc pas pour origine l'activité tectonique régionale.

2.2– Les knickpoints régressifs des ombilics glaciaires

Le phénomène d'érosion régressive se déclenche lorsque la chute du niveau de base occasionne la formation d'un knickpoint. Il apparaît dans le profil en long de façon purement géométrique : le point où la rivière rejoint son niveau de base se déplace sous le profil d'équilibre. La rivière s'écoule donc, en bout de course, sur un segment plus incliné, relié par une convexité au reste du profil. Le long de ce segment, l'érosion est plus vigoureuse, si bien que le lit de la rivière s'enfoncé. Le segment incliné se développe alors vers l'amont par simple propagation géométrique : c'est le principe de l'érosion régressive. Le knickpoint, par ce moyen, remonte progressivement le réseau hydrographique (cf. Fig. 3 et 4). La disparition du glacier de l'Isère s'accompagne, comme nous allons le voir, de la formation d'un très grand knickpoint instable dans la basse vallée du Drac. L'abandon des terrasses Drac 1 et Drac 7 est compatible avec le passage d'un knickpoint régressif qui proviendrait de la basse vallée du Drac.

Le fond de la basse vallée du Drac occupée par le glacier de l'Isère est bien plus incliné que le profil longitudinal du Drac actuel (Fig. 20) et que les profils de surface des comblements fluviaux A2 et A3 (Fig. 33). Le Drac s'écoule donc au moment du retrait glaciaire dans sa basse vallée reconquise avec une énergie supérieure à celle nécessaire au transport de sa charge sédimentaire, la pente nécessaire au seul transport des alluvions étant matérialisée par les profils de surface des accumulations fluviales A2 et A3. Le substrat rocheux de schistes liasiques de cette rampe glaciaire est recouvert d'une couche métrique à décimétrique de tills de fond et d'ablation. Les alluvions arrachées à cette rampe et en amont se déposent devant le front reculant du glacier de l'Isère. Des restes de ces accumulations jalonnent encore la basse vallée à la surface de la moraine de fond depuis le paléolac pléiglaciaire

du Trièves jusqu'à la plaine de l'Isère [par ex. terrasses de kame des Chabous, de Chabotte et du Sert, alt. 480m ; plateau du Crozet, alt. 400 m, Montjuvent, 1978].

Ces formations sont de plus en plus jeunes d'amont en aval de la rampe. En abandonnant finalement la cuvette de Grenoble, le glacier de l'Isère libère un immense lac de surcreusement dans lequel le Drac va édifier un grand delta, précurseur du cône de déjection actuel. Ce lac a atteint au moins la cote 190 m [Bernath, 1988]. Des sédiments lacustres, sur les flancs de la vallée de l'Isère, indiquent que sa surface est montée jusqu'à 205 m au moins, et probablement 220m, altitude de la nappe proglaciaire de l'Isère, exutoire du surcreusement [Bocquet et Bocquet, 1969]. Cette reconstitution paléogéographique n'est valable que si la gorge du Drac n'a pas une origine sous-glaciaire.

Le profil longitudinal général du Drac est alors convexe vers le haut, la convexité (*knickpoint lip*) se situant à la limite entre le paléolac du Trièves et de la rampe glaciaire. En aval de la lèvre du knickpoint, l'incision approfondit la vallée du Drac plus rapidement qu'en amont.

Le devenir des knickpoints régressifs est assez variable. Expérimentalement, dans des matériaux analogiques non cohérents, la propagation de la lèvre du knickpoint s'accompagne d'une diminution progressive de la pente en aval ["résorption par inclinaison", Fig. 66, Gardner, 1983]. La base du knickpoint est parfois matérialisée par une concavité vers le haut, en aval de laquelle la rivière retrouve un profil dont la pente est identique à ce qu'elle était avant le passage du knickpoint. Le knickpoint fonctionne alors comme un translateur du profil vers le bas, et conserve sa géométrie tout en reculant ("retrait parallèle"). Des knickpoints régressifs de cette forme sont fréquents dans les profils des rivières qui s'écoulent sur des substrats stratifiés dont le pendage est conforme à la pente d'écoulement [par ex. Seidl *et al.*, 1994 ; Flint et Lolcama, 1985 ; Weissel et Seidl, 1998].

La propagation du knickpoint de la basse vallée du Drac peut expliquer l'abandon extrêmement tardif de Drac 1 vers 8-12 ka, soit 6-15 ka au moins après le début de la déglaciation (18-25 ka, voire bien plus, cf. Ch. 5.1.2), et 2 ka au moins après que le glacier de l'Isère ait libéré la confluence Drac-Isère vers 15 ka cal. B.P.

L'abandon de la surface Drac 1 est suivi d'une période d'incision très rapide de 250 m jusqu'au niveau de terrasses correspondant à Drac 7 ($> 60.2 \text{ mm.a}^{-1}$, Table 25), et plus lente ensuite ($11.4 - 8.1 \text{ mm.an}^{-1}$, Table 24). Ce début tardif et rapide de l'incision et son amortissement produisent bien le passage d'un knickpoint par retrait parallèle ou par remplacement

sites	Altitude (m)		incision totale (m)	taux d'incision (mm.an^{-1})	
	départ	arrivée		max	min
Drac1/Drac 7	730	405	325	60,2	∞

TABLE 25 – Vitesse d'incision moyenne du Drac entre l'abandon de Drac 1 et l'abandon de Drac 7.

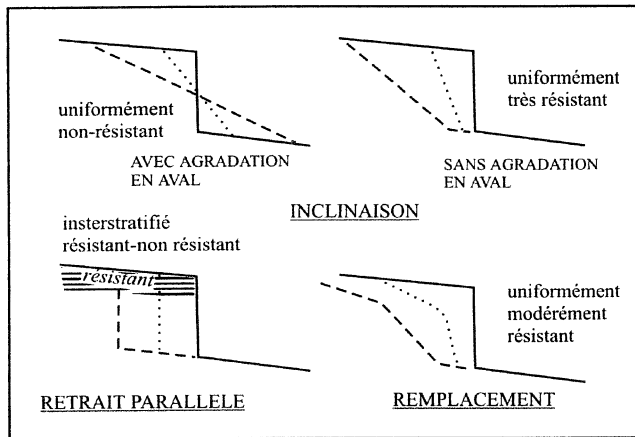


FIGURE 66– Modèles d'évolution de knickpoints selon la résistance du substrat. D'après Gardner [1983].

La terrasse de Villard-Julien (Drac 1) a cependant été interprétée par Montjuvent [1978] comme un fragment du cône deltaïque édifié par le Drac dans le lac d'obturation pléniglaciaire würmien du Trièves. L'incision du delta aurait pu commencer dès la vidange du lac, autrement dit, dès que le glacier de l'Isère commença à décrépir. Les observations de terrain, dans les carrières des terrasses de Lavars, Villard-Julien et St-Jean d'Hérans montrent que les *foresets* ne sont présents que dans la seule terrasse de Lavars, la plus distale des hautes terrasses. Ces *foresets* contiennent des alluvions provenant du bassin du Drac, et s'avancent dans la partie du lac qui occupait le bassin de l'Ebron, un affluent majeur du Buëch (Fig. 28 et 31). La partie distale du niveau de la haute terrasse du Trièves est donc bien un delta lacustre. En revanche, les alluvions des terrasses de Villard-Julien (Drac 1) et St Jean d'Hérans ne sont pas disposées en *foresets* et reposent directement sur les siltites lacustres dans la carrière de Villard-Julien. L'arrangement des corps sédimentaires le long de la haute terrasse caractérise donc un delta en progradation très forcée, emboîté en amont dans les niveaux lacustres. Rien ne s'oppose donc à ce que la terrasse Drac 1 soit postérieure au Maximum Glaciaire.

L'âge de Drac 1 reste assez surprenant, tant il est tardif. En effet, Drac 1 se situe en amont d'une vaste zone où le Drac ne traverse que des alluvions anciennes de ses paléovallées (Fig. 31). La propagation d'un knickpoint régressif au sein de ces alluvions doit être très rapide. Il est donc probable que l'abandon de Drac 1 suit de peu le début du creusement de la gorge de Monteynard, knickpoint lithogénique et niveau de base local le plus proche à l'aval de cette vaste zone sédimentaire. Or la gorge de Monteynard est attenante à la rampe glaciaire de la basse vallée du Drac. Peu de temps devrait donc s'écouler entre le recul du glacier de l'Isère, l'incision de la gorge de Monteynard et l'abandon de Drac 1. Seule une érosion tardive de la cloison calcaire de Monteynard peut justifier un abandon tardif de Drac 1.

Un phénomène de déficit de charge de fond dans les eaux du Drac pourrait avoir retardé l'incision de la rampe glaciaire de la basse vallée du Drac et de la cloison de Monteynard.

On sait que la charge de fond joue un rôle majeur dans l'érosion du lit rocheux [Sklar et Dietrich, 1998 ; Pazzaglia *et al.*, 1998 ; Whipple *et al.*, 2000]. Or, au moment du retrait glaciaire, il est possible que la charge de fond du Drac ait été piégée à la surface des alluvions du paléolac du Trièves et qu'elle n'ait pu atteindre la lèvre de la rampe glaciaire. Ce phénomène de stockage de la charge de fond à la surface de paléolacs s'observe actuellement sur le cours de la Drôme à la surface de l'ancien lac comblé du Claps de Luc-en-Diois (*cf.* Ch. 5.4), et, sur le cours de la Romanche, à la surface de l'ancien lac de surcreusement glaciaire de Bourg d'Oisans. Ces lacs ont été comblés par les fines en suspension avant que les deltas lacustres qui s'y sont édifiés n'atteignent les exutoires. Les deltas se sont transformés en cônes de déjection, qui cesseront de grossir lorsque leur base atteindra l'ancien exutoire. Les alluvions grossières sont alors subitement délivrées à l'exutoire et en provoquent l'incision rapide. Si le barrage rocheux constitué par le Claps, sur la Drôme, est si peu érodé actuellement, c'est probablement que la Drôme y parvient dépouillée des éléments les plus érosifs de sa charge de fond. Il est probable qu'il s'érodera beaucoup plus vite lorsque le cône de déjection de la Drôme l'aura rejoint.

Il est donc possible que, par vidange ou par comblement, le lac du Trièves ait disparu et que le delta lacustre en progradation forcée qui constitue les Hautes Terrasses du Trièves se soit transformé en cône de déjection. Ce cône aurait continué à croître jusqu'à ce que son front atteigne la lèvre du knickpoint de la basse vallée du Drac. L'érosion de la lèvre rocheuse de Monteynard se serait alors déclenchée soudainement, et l'érosion régressive aurait aussitôt éventré le cône de déjection du Drac jusqu'au site Drac 1, vers 8-12 ka BP.

Dans tous les cas, la géométrie de la basse vallée du Drac et l'âge d'abandon des terrasses Drac 1 et Drac 7 sont de bons indices de l'initiation et de la propagation d'un grand knickpoint régressif le long du cours du Drac.

Des knickpoints semblables à celui du Drac Inférieur ont pu apparaître en amont des ombilics des glaciers de la Bonne et de la Séveraisse, mais les datations sont insuffisantes dans ces secteurs pour documenter leur propagation.

2.3– Le knickpoint régressif actuel du Champsaur

Le profil en long du Drac présente actuellement un knickpoint important dans le Champsaur. Il se développe au sein du matériel alluvial qui occupe l'ombilic Würm II du glacier du Drac (Fig. 34 et 35). Il divise le profil longitudinal du Drac en deux profils concaves distincts (Fig. 67b). Le knickpoint est bien visible sur un diagramme DS [Fig. 67a, Bishop et Goldrick, 2000, *cf.* Ch.6] montrant l'évolution du logarithme de la pente en fonction du logarithme de la distance à la source. Ce knickpoint n'est donc pas corrélable à un quelconque changement lithologique. Il pourrait avoir une origine sédimentaire, liée à une augmentation soudaine de la granularité de la charge de fond. Cela semble peu probable, car le Drac ne reçoit au niveau du knickpoint que les seuls apports sédimentaires du torrent de Dormillouse, un affluent mineur dont le bassin versant, encore recouvert par les moraines du glacier du Drac, n'a subi qu'une érosion très faible depuis la dernière glaciation. La morphologie de détail de la vallée du Drac aux abords du knickpoint est la suivante : en aval du knickpoint, le Drac est une rivière à méandres encaissés entre des basses terrasses. Sa sinuosité est de 1,07 sur les premiers 7,5 km suivant le knickpoint, puis de 1,10 sur les 6,7 km suivants, au-delà desquels son cours s'installe à même le substrat rocheux. La sinuosité est plus forte en amont du knickpoint : 1,20 sur les 7,5 km qui séparent le knickpoint de l'ombilic interne Würm III (Fig. 35). Sur ce même segment, le Drac est moins encaissé dans les dépôts fluviaux qu'en aval. Enfin, plus en amont encore, le Drac s'écoule en larges tresses à la surface du comblement de l'ombilic Würm III [Gidon et Montjuvent, 1969 ; Montjuvent, 1978].

Le profil du Drac à la surface du comblement de l'ombilic Würm III est donc un profil d'équilibre alluvial ou bien même un profil de dépôt. La diminution de la sinuosité du Drac et son encaissement en aval de la rupture de pente sont des caractères classiques associés au développement d'un knickpoint régressif : ils traduisent une incision plus rapide du segment aval par rapport au segment amont [Burnett et Schumm, 1983 ; Ouchi, 1985 ; Bloom, 1998].

Afin de s'assurer de façon plus directe que l'incision est plus rapide en aval qu'en amont du knickpoint du Champsaur, des terrasses ont été datées à l'amont (Drac 8) et à l'aval (Drac 6) de celui-ci.

Drac 8 est une terrasse de comblement, située devant l'arc morainique frontal de l'ombilic Würm III du Drac (Fig. 48 et 45f). L'altitude de sa surface est celle d'un ensemble de surfaces de comblement bien développées vers l'aval. Montjuvent [1978] considère que ces terrasses sont les fragments résiduels du comblement de l'ombilic Würm II du Drac, mis en place après le Würm II, peut être pendant le Würm III. Or Drac 8 a un âge d'exposition assez tardif (9.8-13.2 ka), ce qui implique soit que le Würm III soit un événement de la fin du Tardiglaciaire, soit que l'interprétation stratigraphique ne soit pas juste, soit enfin que l'âge d'exposition soit sous-évalué.

Drac 6 est une basse terrasse du Drac. Des dépôts de faciès fluvial franc (Fig. 45d) y sont observables sur 13 m d'épaisseur.

Les vitesses d'incision calculées à partir de ces âges d'exposition sont de 6.4 – 8.4 mm.a⁻¹ en aval et de 3.9 – 5.3 mm.a⁻¹ (Table 24) en amont, confirmant ainsi l'existence du knickpoint régressif du Champsaur.

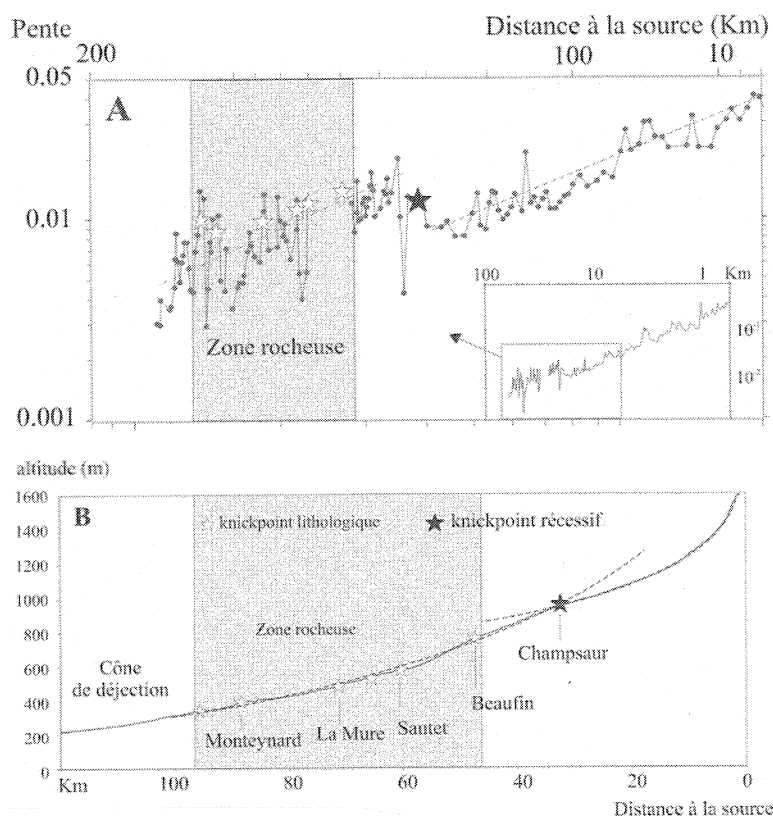


FIGURE 67– Localisation et nature des knickpoints le long du cours actuel du Drac
A. Diagramme DS (logarithme de la pente fonction du logarithme de la distance à la source) du profil longitudinal du Drac. B. Profil longitudinal brut.

2.4– Vitesse de propagation de l'érosion régressive le long du Drac

Le knickpoint du Champsaur a pu prendre naissance au niveau de chacune des obturations glaciaires qui ont segmenté le cours du Drac au Maximum Glaciaire. La table 27 présente les vitesses de recul moyennes de ce knickpoint en fonction de la zone source retenue.

La table 28 présente quelques vitesses de recul de knickpoints enregistrées dans des contextes morpho-dynamiques variés. La vitesse de recul des knickpoints du Drac est de même ordre que celles des knickpoints régressifs engendrés dans des contextes post-glaciaires. Ces vitesses de recul sont supérieures de 3 ordres de grandeur à celle des knickpoints des marges passives.

	position le long du Drac en amont de la confluence Drac-Isère (km)	Age supposé (ka)	Vitesse de recul jusqu'au K actuel (m.an ⁻¹)
knickpoint Isère	22	25-18	3.0-2,2
knickpoint aval Bonne	41	25-18	1.9-1,4
knickpoint amont Bonne	44	25-18	1.8-1,3
knickpoint Séveraisse	69	25-18	0.4-0,3
knickpoint Drac ombilic w2	72	25-22	0.22-0.18
knickpoint actuel du Champsaur	76	0	-

TABLE 27 – Estimations des vitesses de propagation du knickpoint du Champsaur selon la zone d'initiation supposée.

Site	Vitesse de recul (mm.a ⁻¹)	durée	contexte	source
Kauai, Hawaï	0,4-1	Plio-Pléistocène	tropical, bouclier basaltique	Seidl <i>et al.</i> , 1997
Victoria Falls	0,1-0,5	nMa	tropical, marge passive	Derricourt, 1976
Shoalhaven R., SE Australie	1	90 Ma	escarpement général de marge passive	Nott <i>et al.</i> , 1996
Grose R., SE Australie	1	50Ma	Tempéré, marge passive	Van der Beek <i>et al.</i> , 2001
Baker's creek, E Australie	2	90 Ma	tempéré, marge passive	Weissel et Seidl, 1998
Niagara Falls	1000	Holocène	tempéré, postglaciaire	Tinkler et Whol, 1998
St Antony Falls, Missouri River	1000	Holocène	tempéré, postglaciaire	Tinkler et Whol, 1998

TABLE 28 – Vitesses de recul de knickpoints d'origines diverses.

Pour Pazzaglia *et al.* [1998], les versants des vallées des régions à relief local faible comme les marges passives produisent peu de sédiments susceptibles de contribuer à la charge de fond des rivières, or la charge de fond est la fraction de la charge transportée qui est la plus efficace pour éroder le substrat rocheux [Sklar et Dietrich, 2001], bien que son importance dépende grandement de la nature du substrat [Whipple *et al.*, 2000]. Suivant le modèle de Sklar et Dietrich [1998], on peut considérer ces rivières comme peu agressives par manque de charge [Pazzaglia *et al.*, 1998], et donc peu réactives en présence de knickpoints régressifs. Les mécanismes gravitaires sans relation avec la puissance de la rivière contrôlent alors fréquemment le recul des knickpoints [Seidl *et al.*, 1997 ; Weissel et Seidl, 1998 ; Whipple et Tucker, 1999], et ce recul est lent.

Le Drac se présente au contraire comme une rivière typique des zones en soulèvement fort : les versants de son bassin sont raides et son lit rocheux reste partiellement découvert, d'après les témoignages visuels des

autochtones avant la mise en eau des 4 retenues hydroélectriques qui empêchent de nos jours d'étudier la morphologie du lit du Drac. Le substrat rocheux est donc soumis à l'attaque de la charge de fond. Sa vitesse d'incision est très grande et n'est limitée que par l'érodibilité du substrat rocheux (*detachment-limited river*). Or la vitesse d'incision en aval d'un knickpoint est le moteur même de sa vitesse de propagation vers l'amont, tant que les mécanismes de recul sont liés à la puissance de la rivière. Ceci explique donc que l'érosion sur le Drac se propage si vite.

La rampe glaciaire de l'Isère étant la plus importante des instabilités initiales, on peut se demander si le knickpoint du Champsaur n'en est pas l'expression actuelle. Si celui de l'Isère s'est constitué dès le début du retrait glaciaire, il a pu gagner le Champsaur à la vitesse moyenne de 2-3 mètres par an jusqu'à l'Actuel (Table 28). Si la terrasse Drac 1 est abandonnée au passage de ce même knickpoint, sa propagation moyenne aurait été de 0.9-1.2 m ou 1.5-2.5 m.an⁻¹ avant 12 ka BP selon qu'il commence à migrer à la fin du LGM alpin (25 ka), ou bien lorsque le

retrait s'accélère (18 ka). Sur la base de ces vitesses moyennes donc, le knickpoint semble s'être propagé de plus en plus vite. Une telle accélération du recul est en apparence contradiction avec la théorie qui veut que la vitesse d'un knickpoint diminue avec l'aire drainée, lorsque le mécanisme de recul est fonction de la puissance de la rivière [Whipple et Tucker, 1999]

On a vu auparavant l'effet retardateur que pouvait avoir le stockage de la charge de fond sur l'ancien lac du Trièves. A celui-ci s'ajoute le fait que le knickpoint régressif de l'Isère aurait eu à se propager à travers une succession complexe de cloisons rocheuses et de comblements sédimentaires pour atteindre le Champsaur (Fig. 34). Comme la vitesse de propagation d'un knickpoint est fonction de la vitesse d'incision en aval, et que la vitesse d'incision est fonction de la lithologie, la lithologie influe certainement sur la vitesse de propagation. De ce fait, le knickpoint de l'Isère, s'est probablement propagé par à-coups. Les vitesses moyennes que nous avons calculées ne sont donc qu'indicatives et ne peuvent pas être comparées directement entre elles.

2.5– Contrôle de la vitesse d'incision par les knickpoints lithogéniques

La largeur de la vallée s'amenuise considérablement au passage des formations résistantes qui arment les gorges de Monteynard, de La Mure, du Sautet et de Beaufin. Le long de ces gorges, la pente du Drac est sensiblement plus forte que le long des segments marneux. Ces augmentations de déclivité résultent de l'adaptation du Drac à la nature du substrat rocheux : ces zones sont des knickpoints lithogéniques (Fig. 67).

Les knickpoints associés aux changements lithologiques sont stables. Le Drac n'est pas à l'équilibre dynamique : son évolution postglaciaire est commandé par un véritable effondrement du niveau de base sur une période plus courte (4-10 ka) que son évolution postglaciaire (18-25 ka). Ce n'est donc pas la vitesse de chute du niveau de base qui est le facteur limitant de l'incision, mais bien l'érodibilité des seuils rocheux les plus résistants par rapport à l'agressivité du Drac.

En amont des knickpoints, la pente est faible dans les formations marneuses et schisteuses. La déclivité des profils inter-knickpoints est suffisante pour que l'incision s'y exerce à une vitesse égale à la vitesse d'abaissement des knickpoints qui les contrôlent à l'aval. Les knickpoints les plus résistants sont donc assimilables à des niveaux de base locaux : dans le sens de l'écoulement, la vitesse d'incision devrait être homogène le long de chaque tronçon inter-knickpoint et varier par palier au passage des knickpoints.

Prenons l'exemple du knickpoint de Monteynard (Fig. 37) : la vitesse d'incision serait limitée en premier lieu par la vitesse à laquelle s'érodent les calcaires liasiques. Ce knickpoint est un niveau de base local pour le segment compris entre Monteynard et les gorges de La Mure. Le profil de ce segment de vallée a subi une simple translation au cours du temps (parallélisme du cours actuel et du niveau des terrasses Drac 7).

Le knickpoint de Monteynard devient de moins en moins prononcé parce que le cours s'approche de l'équilibre et parce que l'incision ralentit : de Drac 1 à Drac 7, le Drac incise ses dépôts anciens à la vitesse moyenne minimale de 60 mm.an⁻¹, puis, sous Drac 7, il s'enfonce dans le bedrock jusqu'à l'Actuel à la vitesse moyenne de 8.1-11.4 mm.an⁻¹. Le fait que le Drac pénètre sous Drac 7 dans le substrat marneux liasique ne devrait pas être la cause majeure de ce ralentissement, puisque l'incision est contrôlée par l'activité érosive au niveau du knickpoint de Monteynard

2.6– Régularité des tronçons de vallées inter-knickpoints

Le profil des basses terrasses du niveau Drac 7 est subparallèle au profil actuel du Drac (Fig. 37). Il est également parallèle aux profils alluviaux des surface de comblement A2 et A3, fossilisés par les niveaux lacustres du Trièves et du Beaumont (Fig. 33). Les terrasses d'abrasion du niveau Drac 7 courent sur un substrat mixte, tantôt alluvial (alluvions anciennes A2 et A3), tantôt liasique. Le parallélisme des profils démontre que les profils de dépôt des sédiments, de remobilisation des sédiments et d'abrasion des marnes ont la même déclivité. L'origine de ce phénomène sera abordée en détail dans le dernier chapitre. A ce stade, signalons simplement que, d'après le modèle que je développe dans ce dernier chapitre, le profil d'incision en amont des knickpoints ne peut devenir moins incliné que nécessaire au transfert sédimentaire : une couche de sédiments en transit continu doit normalement se mettre en place sur le fond rocheux si la pente descend sous la valeur critique de transit.

2.7– Aggradation postglaciaire dans la basse vallée du Drac

Dans la mesure où la décrépitude du glacier de l'Isère commande la destinée du profil du Drac, il importe de s'attarder quelque peu sur l'évolution terminale du barrage glaciaire. Dans la basse vallée du Drac, l'évolution post-glaciaire est marquée par une succession de phases d'incision et de comblement. Dans la basse vallée du Drac, le retrait fluctuant du glacier de l'Isère est probablement pour partie responsable de la complexité de l'évolution locale du profil en long du Drac.

La région de confluence du Drac, de la Romanche et de l'Isère est stratigraphiquement et morphologiquement très complexe, sujette à des interprétations contradictoires depuis plus d'un siècle [voir la synthèse dans Montjuvent, 1978]. Le site est fortement surcreusé (ombilic de Grenoble) et encombré de moraines, comblements lacustres et fluviaux, deltas et de terrasses rocheuses. Un des obstacles majeurs à l'analyse est la méconnaissance de la structure profonde des corps sédimentaires affleurants, alors que la partie cachée du comblement représente l'essentiel du volume des formations quaternaires présentes dans l'ombilic.

Il ne saurait être question ici d'exposer l'ensemble de la controverse portant sur la chronologie de mise en place des corps sédimentaires actuellement observables, pas davantage qu'une liste exhaustive des solutions proposées.

On se référera pour cela par exemple aux travaux de Bourdier [1958], Fourneau [1976], Montjuvent [1978], ou Gremmen [1994]. Seuls seront évoqués ici les éléments en rapport direct avec l'évolution tardi- et postglaciaire des rivières qui parcourent l'ombilic et la chronologie de l'abaissement du niveau de base du Drac.

A son exutoire, le Drac édifie au sortir de la glaciation un delta dans le grand lac de surcreusement de l'Isère-Romanche (lac du Grésivaudan). Une fois le lac comblé, le delta devient un cône de déjection très étendu. Ce cône refoule et fixe le cours de l'Isère contre le massif de la Chartreuse au nord. De part et d'autre de ce cône, l'Isère est, avant le XIX^e siècle, une rivière en larges tresses fortement divagante, devenant une rivière à méandres à l'approche du cône de déjection [Blanchard, tome 2, 1941]. Au passage du cône du Drac, sa déclivité augmente de 100%. Cette augmentation est nécessaire au transport de la charge grossière apportée par le Drac.

On peut deviner dans ses grandes lignes la structure du cône de déjection du Drac à partir de les synthèses de Montjuvent [1978], Moret et Debelmas [1959], portant sur les sondages réalisés dans la plaine, et en les complétant avec des profils de sismique réflexion et réfraction réalisés dans la partie sud de l'ombilic par M. Dietrich (LGIT, université de Grenoble 1) et G. Ménard (LGCA, Université de Savoie), et à partir de sondages réalisés pour l'installation du barrage hydroélectrique de Notre-Dame de Commiers [EDF, 1960].

Entre les gorges de Notre-Dame de Commiers et Grenoble, le cône du Drac présente une morphologie très particulière. Les glaciers de la Romanche et de l'Isère ont fortement surcreusé, entre le massif des Ecrins et le plateau du Vercors, les niveaux marneux du Lias, des Terres noires et du Crétacé Inférieur. Comme la structure est monoclinale, il en résulte deux rides et trois gouttières de surcreusement, orientées N-S, subparallèles au cours du Drac. Ces rides s'enfoncent vers le nord dans le lac du Grésivaudan (Fig. 68). Elles dominent de plus de 200-300 mètres le fond des gouttières marneuses surcreusées (Fig. 69) et sont entrecoupées d'échancrures profondes qui seraient d'anciennes vallées épigéniques du Drac [Montjuvent, 1978].

Le cône du Drac a envahi la totalité de l'ombilic de Grenoble après le retrait définitif du glacier de l'Isère. En se développant, le cône du Drac a ennoyé les rides calcaires qui émergeaient du lac de surcreusement du Grésivaudan, dont seules les parties les plus élevées émergent actuellement de la plaine alluviale. Fait remarquable, l'apex du cône du Drac s'insinue longuement dans la gorge postglaciaire du Drac de Notre-Dame de Commiers (Fig. 34), ce qui signifie que la gorge s'est creusée à un moment où le cône était encore de taille réduite, voire inexistant si les premiers écoulements étaient sous-glaciaires. En se développant, le cône s'est donc agrandi par son front et par son apex. En aval de la confluence du Drac et de l'Isère, la plaine de l'Isère n'est plus en inflation sédimentaire depuis 10 ka ¹⁴C BP [Bernath, 1988]. On peut donc penser que l'Isère acquiert à cette époque une déclivité suffisante pour évacuer les alluvions appor-

tées par le Drac, et que le cône du Drac cesse alors de grandir. Pour Montjuvent et Nicoud [1987] cependant, le lac du Grésivaudan n'est comblé dans sa partie distale par la nappe détritique progradante de l'Isère qu'après 4.6 ka B.P, mais la progradation se produit dans un lac dont l'exutoire s'abaisse, si bien que cette progradation ne s'accompagne pas nécessairement d'une inflation de la nappe alluviale de l'Isère ni du cône du Drac. L'ensemble du cycle incision-aggradation de la basse gorge du Drac serait donc antérieur à 10 ka BP.

Ce qui est si singulier dans la situation actuelle, c'est que le Drac ne franchit pas les rides calcaires là où elles sont enfouies, mais au niveau de petites encoches au fond desquelles le substrat rocheux est affleurant ou enfoui peu profondément (Pont de Claix, Saut du Moine, Fig. 68 et 69). Or le fond de ces encoches est plus élevé que le fond de la gorge postglaciaire remblayée du Drac. Le cours du Drac a donc dû passer après la glaciation par d'autres encoches plus profondes parmi celles qui sont actuellement remblayées, puis s'est hissé au-dessus des interfluves séparant les encoches remblayées des encoches actuellement en fonctionnement, avant de s'enfoncer de nouveau de façon épigénique. Ce cycle épigénique est postérieur au moins à un premier retrait complet des glaciers au niveau de Grenoble, après le MGW. Il implique un exhaussement minimal de 40 mètres de la plaine alluviale au-dessus de son niveau actuel à un moment quelconque de la période qui suit le MGW. Reste à déterminer les causes de cette inflation sédimentaire post-MGW.

Deux solutions sont envisageables : soit une inflation généralisée du cône du Drac, soit un remblaiement juxtaglaciaire cantonné au sud de l'ombilic à altitude très basse.

Le premier scénario est assez improbable : il implique un exhaussement minimal de 40 mètres de la totalité du cône du Drac, et donc de l'Isère au niveau de Grenoble, ainsi que de sa plaine à l'amont. L'exhaussement du cône ne peut avoir lieu que si le débit de l'Isère est considérablement réduit par rapport à l'actuel. Cela est envisageable lorsque le glacier de l'Isère est encore assez proche pour diffuser plus en amont par les cluses de Chambéry et d'Ugine, ce qui distribue une partie des écoulements de fonte vers les lacs du Bourget et d'Annecy. Ce modèle nécessite la mobilisation d'un volume plus important de sédiments et une configuration générale assez scabreuse. Il a pourtant été proposé sous une forme un peu différente par Montjuvent [1978, p 332] : le plateau de Champagnier serait un vestige de ce cône. Le cône se serait formé contre un culot de glace morte formant barrage en aval dans la Cluse de l'Isère, ce culot aurait fondu, le cône aurait subsisté, barrant le Grésivaudan, et donnant ainsi naissance à un lac dont le remplissage serait conservé au sommet des "banquettes" du Grésivaudan.

Le second scénario mobilise un volume beaucoup plus faible de sédiments (Fig. 70). Au moment du dépôt, le glacier de l'Isère occupe encore la cuvette de Grenoble, mais le glacier de la Romanche n'y est plus. Les alluvions du Drac s'accumulent contre le bord sud du glacier de l'Isère. Les rides de Dogger et de Tithonique, actuellement en relief au dessus de la plaine, sont alors ennoyées.

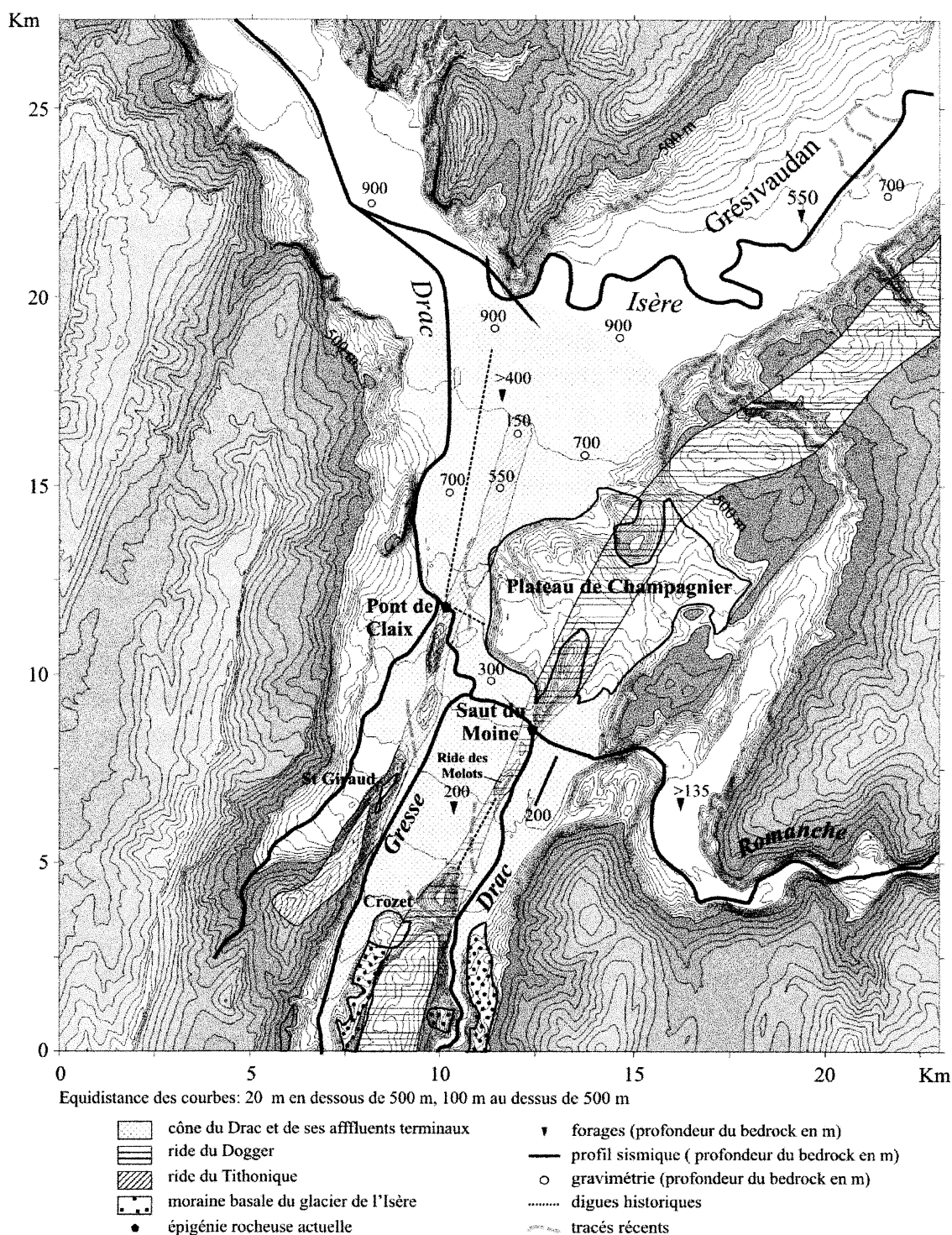


FIGURE 68— Arrangement actuel des cours d'eau et des principaux corps sédimentaires quaternaires dans la basse vallée du Drac.
Données de forage d'après la synthèse dans Montjuvent [1978]
complétée avec les forages, profils sismiques et gravimétriques postérieurs.

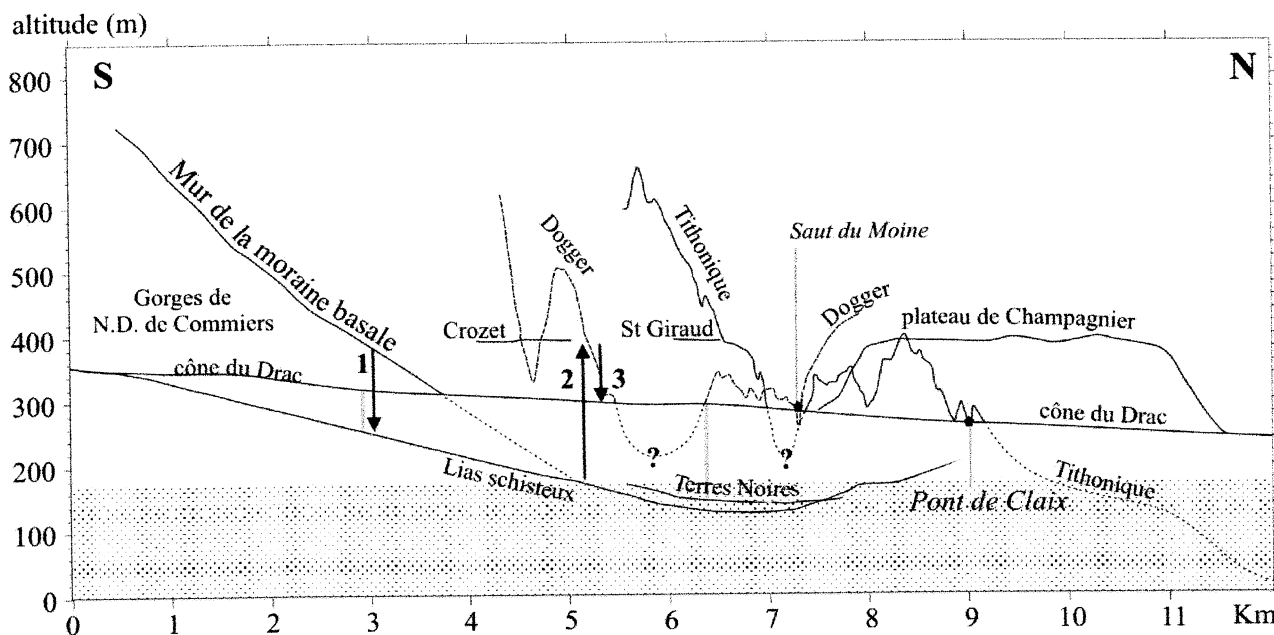


Figure 69– Profil N-S des rides, sillons glaciaires et surfaces alluviales dans l'ombilic glaciaire de la Basse Vallée du Drac. Barres en grisé : sites de forages. Diamants : épigénies rocheuses. Sommet de la zone en pointillés : altitude minimale de l'exutoire du lac du Grésivaudan postglaciaire. 1 : incision initiale des gorges du Drac. 2 : remblaiement jusqu'au niveau des plateaux du Crozet, de St Giraud et de Champagnier. 3 : réincision, installation des cours dans les épigénies rocheuses actuelles. Profils établis à partir des cartes topographiques, des synthèses de Moret et Debelmas [1959] et Montjuvent [1978], de sondages de reconnaissance pour l'installation du barrage de Notre Dame de Commiers [EDF], de profils sismiques [M. Dietrich, G. Ménard] et de données gravimétriques [M. Vallon].

Ce scénario a été envisagé pour d'autres raisons par Montjuvent [1978], lequel attribue à cette phase la formation du plateau deltaïque du Crozet (alt. de surface : 400 m). Le plateau de Champagnier (alt. de surface 400 m) est constitué d'alluvions fluviales franches, disposées en grands *foresets* à la base, comme les "banquettes de l'Isère" de la vallée du Grésivaudan. Ces banquettes et le plateau de Champagnier reposent sur une vaste formation d'argiles litées interglaciaires Riss-Würm. Les sédiments fluvio-lacustres sommitaux à passées morainiques sont interprétés selon les auteurs soit comme les séries terminales du comblement interglaciaire Riss-Würm, soit comme des dépôts juxtaglaciaires würmiens. La moraine sommitale du plateau de Champagnier est interprétée par les partisans de l'origine interglaciaire comme un till de fond würmien. Pour Montjuvent [1978], c'est un recouvrement tardif associé à une brève récurrence glaciaire, le "Würm III". Dans le modèle de Montjuvent [1978], le glacier de la Romanche ne peut se retirer de la basse vallée de l'Isère avant que le glacier de l'Isère n'ait levé son obstruction sur le Drac. Il invoque donc la survivance d'un culot de glace morte en aval de Grenoble, dans la cluse de l'Isère, pour justifier la constitution du plateau pendant l'interstadaire Würm II-III. Au Würm III, le glacier de la Romanche recouvre le plateau de Champagnier, tandis que le glacier de l'Isère érode sa partie nord.

Le plateau de Champagnier est considéré comme interstadaire Würm II-Würm III, tandis que le plateau du Crozet est postérieur au Würm III.

Je propose plutôt l'évolution suivante : pendant l'interstadaire Würm II-Würm III, le glacier de l'Isère se retire en amont de la confluence Drac-Isère. Le Drac est libre de creuser son lit jusqu'à une profondeur correspondant à l'altitude minimale du lac du Grésivaudan (Fig. 69, flèche 1), dans lequel il édifie un delta lacustre. Lors de la récurrence Würm III le glacier de l'Isère s'avance, seul dans un premier temps, dans le lac occupant l'ombilic de Grenoble. Il est endigué au sud par le delta du Drac, et poursuit sa route par la cluse de l'Isère. Il barre alors la route aux écoulements du Drac, provoquant une aggradation importante en *topsets*, sous faciès fluviale, à la surface du delta (Fig. 69, flèche 2). Les plateaux de Champagnier et du Crozet se constituent alors, de même que des surfaces d'abrasion latérales à l'altitude 400 m (plateau de St Giraud, obs. personnelles ; encoches du Petit Brion, Fig. 69). Le glacier de la Romanche, et peut être celui de l'Isère, recouvriraient ensuite brièvement la surface du comblement. Ces deux glaciers se retirent définitivement à la fin de la récurrence Würm III. Drac, Romanche et Gresse s'installent alors à la surface du remblaiement, puis s'enfoncent par épigénie (Fig. 69, flèche 3).

La Romanche est refoulée par le cône du Drac vers le nord, contre le premier segment non enfoui de la ride de Dogger. Elle s'enfoncé ensuite sur place et ouvre la trouée épigénique du Saut du Moine.

La surface du cône alluvial du Drac entre les rides est continue, ce qui atteste du passage récent du Drac et des autres rivières qui partagent son cône (Gresse, Lavanchon) par les grande trouées sédimentaires, c'est à dire ailleurs que par les encoches du Saut du Moine (Dogger) et de Pont de Claix (Tithonique) où le Drac se trouve maintenant confiné. Le Drac passait encore entre le plateau de Champagner et Pont de Claix au Moyen-âge, et traversait la ride de Dogger au sud des Molots [Blanchard, tome 2, 1941 ; Moret et Debelmas, 1959]. La Romanche seule empruntait alors le Saut du Moine, et ne peut s'en évader puisqu'elle est refoulée vers le nord par le Drac. L'épigénie de Pont de Claix se situe là où la ride de Tithonique émerge une dernière fois du comblement alluvial avant

de disparaître à grande profondeur dans l'ombilic de Grenoble, plus au nord. Les seuils rocheux qui séparent les deux derniers pointements de la ride sont à peine ensevelis : le seuil sud était emprunté par la Suze, un petit affluent du Drac, avant 1370, laquelle fut ensuite canalisée et déviée hors de ce seuil. Le seuil nord fut surcreusé en 1377 et le Drac fut alors contraint à l'emprunter. Il s'en échappera à plusieurs reprises : 1452, 1492, 1575 [Bouchayer, 1925].

La zone de confluence du Drac et de l'Isère est donc une zone de battement des glaciers de l'Isère et de la Romanche à la fin de la glaciation.

La configuration actuelle du réseau hydrographique, la géométrie des corps incisés et des dépôts ne peut s'expliquer que par la disparition complète de l'obturation sur le Drac et sa reformation, avec remontée du niveau de base de plus de cent mètres, avant 10 ka BP. Cette fluctuation du niveau de base a des conséquence essentiellement

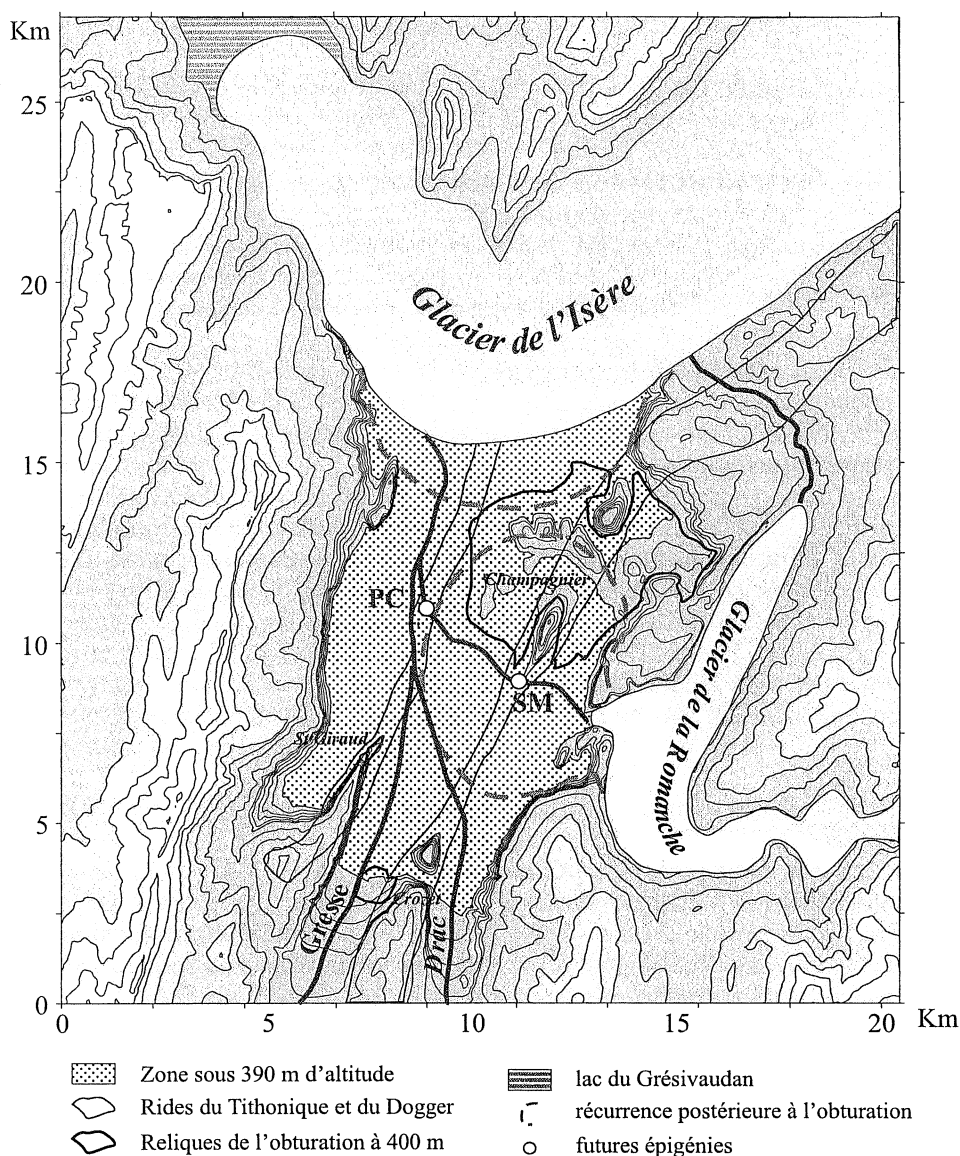


FIGURE 70— Reconstitution paléogéographique de la basse vallée du Drac au Tardiglaciaire.

PC : Pont de Claix ; SM : Saut du Moine

locales : la remontée du niveau de base est modeste, et comme le profil de dépôt des alluvions est moins incliné que la pente du knickpoint de Monteynard, le prisme sédimentaire édifié par le Drac dans sa basse vallée n'a pas pu envahir la vallée jusqu'à la lèvre dudit knickpoint et envahir le Trièves. Le knickpoint lithogénique de Monteynard a donc assuré la déconnection de la basse vallée et de la haute vallée du Drac, la zone située en amont du knickpoint continuant d'évoluer dans un contexte général d'incision.

2.8- Forçage climatique du profil en long pendant son réajustement

Vers 10 ka ^{14}C BP, la période froide du Dryas récent se termine. Lui succède une période plus humide et douce responsable du développement d'une couverture sylvaïque dense sur la région [de Baulieu et Reille, 1983]. Il a pu s'ensuivre une diminution de la charge de fond, une réduction de largeur du fond de vallée et la formation d'un niveau de terrasses. Il est tentant de corréler ce changement climatique avec l'évènement générateur du niveau des terrasses Drac 7 (6.6-9.3 ka), dont l'âge serait alors légèrement sous-estimé. Pour y parvenir, quelques pistes se présentent. On peut tout d'abord remettre simplement en cause le taux de production utilisé. Les estimations du taux polaire actuel varient entre 4.76 et 6.4, la plupart tombant entre 5.2 et 5.8 (nous avons utilisé 5.8). Ce taux n'est pas constant, puisque le taux de production est anticorrélé au champ magnétique terrestre (Fig. 6). Légèrement inférieur à l'actuel au cours des derniers 10 ka, il était beaucoup plus élevé que l'actuel auparavant, notamment au-delà de 15 ka. Il est possible par ce biais de vieillir de quelques milliers d'années les terrasses plus récentes que 12 ka, mais pas les terrasses plus anciennes, dont les âges seraient plutôt surestimés. On ne peut exclure non plus que la mise en culture des terrasses depuis des milliers d'années soit sans effet sur les âges d'exposition. Les clastes sont échantillonnés dans la masse des alluvions encore en place sous l'horizon labouré (30-40 cm). Cependant, les terrasses peuvent avoir été cultivées depuis 5 ka ^{14}C BP, âge des premières cultures céréalières d'après les analyses polliniques régionales [Argant et Argant, 2000].

Il est possible que laurbation s'accompagne d'un concassage des fractions grossières, d'une diffusion lente des clastes vers le bord des terrasses, d'une érosion éolienne des fines produites et donc *in fine* d'une érosion de la surface difficile à évaluer.

Un vieillissement de 2 ka des terrasses postglaciaires est assez satisfaisant pour faire coïncider leur formation avec des évènements climatiques tardiglaciaires et post-glaciaires, mais ne remet pas en cause l'existence du knickpoint régressif, ni la chronologie relative établie.

Le refroidissement climatique du Dryas Récent aurait donc été marqué le long du Drac par la formation de niveaux de terrasses tels que le niveau Drac 7 dans le Trièves. Ces niveaux ont une étendue limitée, car ils ne se développent que sur des marnes ou sur des alluvions anciennes.

2.9- Schéma d'évolution général

Un schéma synthétique de l'évolution du profil en long du Drac est présenté sur la figure 71.

L'évolution du profil est commandée par un très important knickpoint régressif initié au niveau de la rampe glaciaire de la basse vallée du Drac. Ce knickpoint se propage vers l'amont à travers d'importantes accumulations sédimentaires anciennes (les paléovallées comblées du Drac) et de brèves cloisons rocheuses. Sur son passage, des knickpoints lithogéniques se développent au droit des secteurs rocheux les plus résistants. Les knickpoints lithogéniques fonctionnent comme des niveaux de base locaux : ils limitent par paliers l'incision du Drac et maintiennent son profil en long suspendu. Leur vitesse de rabattement détermine la vitesse d'incision des tronçons situés immédiatement en amont. Le knickpoint de Monteynard stoppe pendant le Tardiglaciaire la propagation vers l'amont d'un prisme sédimentaire édifié sur le cours du Drac dans sa basse vallée au moment d'une récurrence glaciaire tardive de courte durée. Les matériaux évacués ensuite par le Drac nourrissent un important cône de déjection dans la vallée de l'Isère, dont l'apex remonte progressivement la vallée post-glaciaire du Drac.

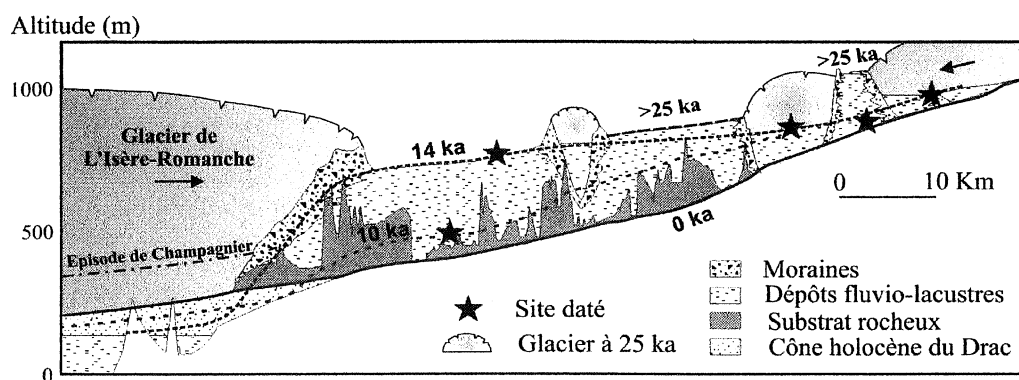


FIGURE 71- Evolution du profil longitudinal du Drac depuis le Dernier Maximum Glaciaire alpin.

Un knickpoint régressif n'a pas achevé sa migration ou son amortissement : c'est le knickpoint du Champsaur. Les deux tiers du cours du Drac sont situés en aval de ce knickpoint. L'incision est générale en aval. En amont, l'incision est moins importante, et certains tronçons sont peut être même en phase d'aggradation (ombilic Würm III du Drac et hautes vallées du Drac).

La déclivité des knickpoints lithogéniques diminue au cours du temps, avec la diminution de la vitesse d'incision. De fait, elle est de peu supérieure à celle des profils alluviaux A2 et A3. On peut penser que l'incision va continuer à s'amortir et que le profil du Drac aura bientôt atteint un état d'équilibre. Ce profil sera caractérisé, comme le profil actuel, par des tronçons marneux parallèles aux profils d'équilibre alluviaux. Le devenir des knickpoints est plus incertain : soit ils se maintiendront peu exprimés, soit même ils disparaîtront (*cf.* Ch. 6.2).

Le Drac aura mis 15-20 ka à ajuster son profil au niveau de base postglaciaire, ce qui est rapide en comparaison de nombreuses rivières de marges passives. La résorption de la perturbation n'étant pas achevée, le réajustement domine encore le fonctionnement du Drac. Si signal tectonique il y a, le réajustement le masque encore

3- L'INCISION À LONG TERME DU BUËCH ET LA QUANTIFICATION DE LA SURRECTION ALPINE

Les âges obtenus au chapitre 4 sur les niveaux T1, T2 et T3 du Buëch sont utilisés pour calculer des vitesses d'incision moyennées sur le temps qui s'est écoulé depuis l'abandon de ces terrasses. Leurs âges d'exposition documentent l'évolution de la vitesse d'incision au cours du temps sur une même verticale. Les âges élevés des niveaux T2 et T3 permettent de s'affranchir des variations de la vitesse d'incision d'origine climatique (§1). La vitesse d'incision depuis l'abandon de T1, au contraire, documente la variabilité induite par les forçages climatiques (§2).

3.1- Taux d'incision à long terme et vitesse de surrection

Les âges d'exposition des niveaux T3 et T2 donnent une bonne estimation du taux d'incision à long terme, intégré sur plusieurs fluctuations climatiques (§1.1). Ce taux d'incision est convertible en taux de surrection si l'équilibre dynamique est réalisé dans la région (§1.2).

3.1.1- Calcul du taux d'incision

L'épaisseur moyenne de la nappe fluvioglaciale T3 (50m) représente 26 % de l'élévation de la terrasse au-dessus du Buëch, et celle de T2 (15 m) 18 % de son élévation. Le calcul du taux d'enfoncement de surface à surface, prend donc en compte une part non négligeable d'incision en substrat non rocheux. Il est nécessaire d'étudier les causes possibles de ce phénomène d'aggradation sur terrasse rocheuse pour déterminer si l'incision des nappes alluviales et du substrat rocheux ont une origine commune et donc si la mesure de l'incision sur le long terme doit intégrer ou non l'épaisseur des nappes alluviales.

Deux phénomènes peuvent expliquer l'accumulation de sédiments fluviaux sur de telles épaisseurs sur des

terrasses initialement rocheuses.

Le premier est l'aggradation proglaciaire. La constitution d'une plaine d'épandage fluvioglaciale s'accompagne souvent d'une aggradation importante qui se traduit par le redressement du profil longitudinal de la rivière sur les premiers kilomètres après le front glaciaire. Elle a été constatée à proximité des fronts glaciaires de la Durance [Gabert, 1984] et le l'Isère [Kilian et Gignoux, 1909, *in* Bourdier, 1961]. Le long de l'Isère, cet effet se perd au-delà de 20 à 30 km selon les nappes. Elle est sans doute aussi responsable des terrasses de comblement des niveaux T5 et T6 du Buëch dont la puissance avoisine 40 m. L'aggradation s'explique par le fait que le glacier délivre à son front une fraction grossière plus anguleuse que celle de la charge interglaciaire. La déclivité interglaciaire de la rivière qui prend en charge les eaux de fonte est insuffisante pour que les éléments grossiers des tillites soient emportés. Ils s'accumulent devant le glacier jusqu'à ce que la rivière atteigne une pente suffisante pour les prendre en charge [Huntington, 1907 ; Gabert, 1984 ; Mandier, 1984 ; Fraser, 1994]

Une aggradation de ce type au front de la langue glaciaire diffuente de la Freyssinouse pourrait expliquer au moins partiellement le remblaiement observé. Le front glaciaire contemporain du niveau T2, ne se tenait en effet qu'à 2 km en amont du site de datation, et bien qu'il ne reste pas de trace de l'arc morainique frontal associé à la nappe T3, on doit le situer en aval du col de la Freyssinouse, soit 15 km au maximum en amont des terrasses.

Ce phénomène n'est sans doute pas la cause principale de l'aggradation sur les niveaux T2 et T3, car les nappes fluvioglaciales T2 et T3 ne sont pas très redressées par rapport à la nappe postglaciaire : la déclivité de la nappe T2 est de 8.2 ‰, celle de la *floodplain* actuelle 7.4 ‰. La différence est beaucoup plus sensible sur la Durance : 2.9 ‰ pour la plaine actuelle, 5.9 ‰ pour la nappe du Riss, d'après les projections de Gabert [1984]. De même, le gradient de la plaine actuelle de l'Isère est de 0.8 ‰ au delà de l'ombilic de la dernière glaciation, et celui des nappes du Würm et du Riss est de 6.2-6.9 ‰, d'après les projections de Bourdier [1961].

Le phénomène majeur serait en fait une aggradation de faciès fluviale consécutive à une obturation glaciaire temporaire de la basse vallée du Buëch, à la manière des paléovallées du Drac, mais sur une vallée à fond plat. On a vu au §1 du présent chapitre que le niveau T2, daté du début de la dernière glaciation (le Würm), est corrélable en aval à des terrasses recouvertes de dépôts morainiques attribués au Riss. Ces dépôts témoignent d'une extension glaciaire marquée par le déversement du glacier de la Durance par-dessus le verrou de Sisteron, et donc par une sévère obturation du Buëch. Les dépôts glacio-lacustres de la région de Laragne en témoigneraient. Si l'on se réfère au schéma d'obturation dracois, une obturation, même faible, est susceptible de provoquer une aggradation généralisée le long de la rivière si l'inclinaison de son thalweg est égale à la pente nécessaire au transit sédimentaire (le profil d'équilibre alluvial), or c'est le cas du Buëch, puisque les surfaces de comblement sont parallèles au profil en long actuel (*cf.* Ch. 6.2).

L'aggradation constatée à la confluence des Buëchs est donc essentiellement provoquée par une obturation d'origine glaciaire à l'aval.

Deux cas limites ont été considérés pour déterminer les contraintes minimales et maximales dont nous disposons pour évaluer le taux d'incision à long terme (Table 29, Fig. 72).

Dans le cas limite "minimaliste", l'incision des nappes fluvio-glaciaires est instantanée et remet rapidement en contact le Buëch et son substrat marneux. Le moteur de cette incision serait par exemple la disparition de l'obturation durancienne et un réajustement rapide du profil en long du Buëch. L'incision du substrat marneux est alors, au contraire, lente. Pour minimiser encore, les âges d'abandons retenus sont des âges maximaux (cf. Ch. 4.4).

Dans le cas limite "maximaliste", la vitesse d'incision

est distribuée également au cours du temps, quel que soit le substrat traversé, et les âges d'abandon retenus sont des âges minimaux

Les vitesses d'incision ainsi calculées sont compatibles avec les valeurs d'exhumation obtenues dans les Massifs Cristallins Externes par traces de fission : 0.5 mm.an⁻¹ dans le sud du massif des Ecrins [Seeward *et al.*, 1999], 1.5 mm.an⁻¹ dans le Mercantour [Bigot-Cormier *et al.*, 2000], ainsi qu'avec les vitesses de surrection de 2 mm.an⁻¹ calculées par comparaison de nivellement dans les massifs subalpins septentrionaux [Darmendrail, 1994 ; Jouanne *et al.*, 1998], et les taux de dénudation de 0.308-0.512 mm.an⁻¹ et 0.75-1.2 mm.an⁻¹ calculés pour les bassins de la Durance et de la Haute Durance sur les périodes actuelle et tardiglaciaire-holocène d'après les enregistrements sédimentaires dans la Basse Durance [Alary, 1998].

hypothèse	T3			T2		
	Surface (m)	Age (ka)	Vitesse (mm. an ⁻¹)	Surface (m)	Age (ka)	Vitesse (mm. an ⁻¹)
minimaliste	140	190	0,74	65	75	0,87
maximaliste	190	160	1,19	80	60	1,33

TABLE 29 – Vitesses d'incision maximales et minimales déduites des âges d'exposition. Niveaux T2 et T3 du Buëch.

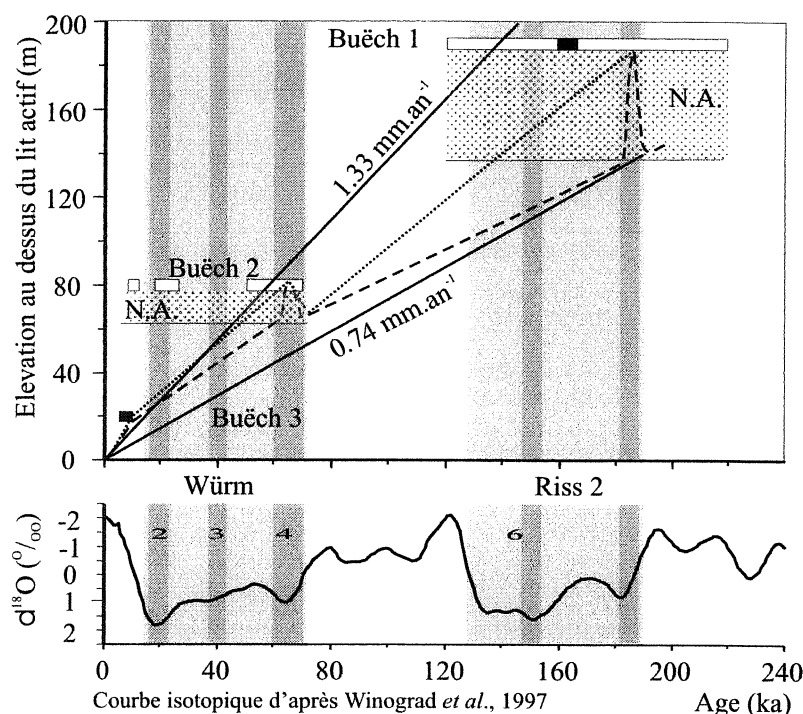


FIGURE 72– Evaluation du taux d'incision à long terme à la confluence des Buëchs.

Traits continus : taux maximal et minimal à long terme ; trait discontinu : scénario 1 : incision totale et immédiate des nappes proglaciaires recouvrant les terrasses rocheuses ; pointillé : scénario 2 : incision à vitesse égale des nappes proglaciaires et du substrat rocheux. N.A. : nappe alluviale.

3.1.2– Conversion de la vitesse d'incision en taux de surrection

Un relief est à l'équilibre dynamique si son altitude et sa morphologie sont globalement stationnaires au cours du temps, quelle que soit la vitesse d'érosion générale considérée. Les mesures paléoaltimétriques sont des données rares, la plupart du temps très imprécises (cf. Ch 2.1). La plupart des formes du relief sont des héritages récents, et ne semblent pas porter de façon évidente d'informations permettant de conclure à l'équilibre dynamique ou au contraire à la maturation, voire au rajeunissement du relief. L'hypothèse de la maturation dans les ADM a été soutenue par des auteurs imprégnés par la vision davisienne qui dominait leur époque [Blanchard, 1945 ; Masseport, 1958]. Elle n'a pas cependant été fondée sur des arguments morphologiques dans ce secteur.

Le basculement du bassin flexural vers l'extérieur de la chaîne [Bonnet et Bornand, 1970 ; Montjuvent, 1969] et le rejet manifeste du cours du Rhône à sa périphérie commencent à la fin du Miocène, lorsque cesse la phase majeure de structuration des massifs subalpins septentrionaux [Mandier, 1984]. Cette évolution de l'Avant-Pays est compatible avec un rééquilibrage isostatique de la chaîne par érosion faisant suite à l'épaississement du front du prisme d'accrétion au Miocène [Burbank, 1992]. Suivant ce modèle, l'épaississement frontal des Alpes et la subsidence maximale du bassin flexural se produirait au Miocène supérieur par formation des chaînons subalpins. Si la relaxation isostatique est le seul moteur de la surrection actuelle, alors la vitesse de surrection devrait diminuer au cours du temps. On devrait donc assister à une sorte de " maturation dynamique " des ADM : un équilibre entre dénudation et incision, mais une diminution progressive de la vitesse d'incision au cours du temps et une diminution du relief local. Or, non seulement les pentes des glacis et des terrasses des ADM ne semblent pas diminuer au cours du temps, mais en plus les vitesses de dénudation moyennées sur plusieurs millions d'années sont, aux incertitudes près, inférieures aux vitesses d'incision calculées ici sur ~200 ka. Ces critères ne sont cependant pas définitifs, étant données nos barres d'erreurs et ne permettent pas de conclure à une stabilité de l'amplitude du relief local.

Si l'on admet donc, sur la base de ces maigres arguments, que les ADM sont en équilibre dynamique, les taux d'incision mesurés à long terme sur le Buëch impliquent une surrection de la zone de confluence des Buëchs à la vitesse de 0,74-1,33 mm.an⁻¹.

3.2– Taux d'incision à court-terme et fluctuations climatiques

Le taux d'incision moyen semble avoir augmenté nettement depuis l'abandon de T1, puisqu'il s'élève à 2.5-3 mm.an⁻¹ sur les derniers 7 ka. L'accélération tardive des phénomènes quaternaires est fréquemment constatée. D'après Gardner *et al.* [1987], il s'agit simplement d'un biais statistique, fonction de l'intervalle de temps de mesure par rapport à la fréquence des phénomènes étudiés.

Le taux d'incision du Buëch sur les derniers milliers d'années est donc 2 à 3 fois plus fort que le taux d'incision moyen. Cependant, à cette échelle de temps, il n'est pas convertible en une vitesse d'érosion moyenne du bassin versant. Rosique [1996] a montré que la réponse dynamique de l'érosion aux fluctuations climatiques est hautement hétérogène spatialement et temporellement dans le bassin du Buëch, à l'échelle du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène. L'incision le long du drain principal n'est pas en phase avec l'érosion des versants et parfois même anticorrélée.

L'augmentation du taux d'incision constatée durant l'Holocène donne une idée de l'amplitude minimale du forçage climatique des taux d'incision.

Les vitesses moyennes d'incision depuis l'abandon des niveaux T2 et T3 du Buëch prouvent que le Buëch s'enfonce à la vitesse constante de 0,74-1,33 mm.an⁻¹ depuis ~200 ka. Cette vitesse est voisine des vitesses d'exhumation des massifs cristallins externes sur les derniers millions d'années, mais inférieure aux vitesses d'érosion et d'incision mesurées sur des périodes beaucoup plus courtes, à partir du niveau T1 dans cette étude, ou par d'autres méthodes dans d'autres travaux (comparaisons de nivellements, le calcul de volumes de sédiments piégés, etc.). Les taux d'incision ou de dénudation, intégrés sur des périodes couvrant plusieurs fluctuations climatiques, permettent de s'affranchir de l'effet perturbateur des fluctuations climatiques. Ils attestent d'un état d'équilibre entre l'incision, l'érosion sur les versants et la dénudation des roches à l'échelle de quelques centaines de milliers d'années au moins.

4– INCISION DIFFÉRENTIELLE LE LONG DU COURS DE LA DRÔME

La Drôme est une rivière péri-glaciaire stricte. En conséquence, son profil en long n'est pas soumis à des réajustements incessants. La comparaison des profils de terrasses et du profil en long actuel devrait permettre de révéler l'évolution spatio-temporelle de l'incision sur le long terme, et donc de documenter l'activité endogène du massif montagneux. Les tentatives de reconstitution des paléoprofils n'ont pas abouti (cf. Ch 4.5). On peut néanmoins appréhender les différentiels d'incision le long de la Drôme à partir d'indices glanés çà et là le long de son cours. Les surfaces fluviales anciennes sont nombreuses le long du piémont alpin. Elles documentent une incision très lente de l'avant-pays, même si leurs âges sont connus de façon très approximative (§ 4.1). C'est encore dans l'avant-pays que s'observent les seuls indices de déformation plio-pléistocènes (§ 4.2). L'incision dans la zone intramontagneuse peut être estimée de façon indirecte en corrélant les événements générateurs de terrasses dans la Drôme aux événements climatiques mis en évidence dans le bassin du Buëch (§ 4.1). La Drôme offre également l'opportunité de quantifier l'érosion d'une partie de son bassin intramontagneux sur une période de quelques centaines d'années, par la mesure de la vitesse de comblement d'un piège naturel qui s'est constitué sur son cours pendant la période historique. Les valeurs obtenues sont comparées au taux d'incision à long terme (§ 4.3). La signification du différentiel d'incision observé est finalement discutée (§ 4.4).

4.1– Vitesses d'incision déduites des marqueurs morphologiques

La figure 73 synthétise les valeurs des taux d'incision que l'on peut déduire des marqueurs préservés le long du cours de la Drôme. Ces marqueurs sont de natures diverses : paléothalweg du canyon messinien, surfaces des piémonts et pédiments tortoniens à pliocènes, terrasses quaternaires. La fiabilité des taux calculés dépend essentiellement de la précision des âges de ces marqueurs. Ces âges sont, d'une façon générale, assez spéculatifs, faute de marqueurs paléontologiques et de datations absolues. Sont retenus les âges émis par Mandier [1988], basé sur le raccord des terrasses de la Drôme avec des terrasses du Rhône datées par magnétostratigraphie sur les loess qui les recouvrent.

Un taux d'incision à long terme peut être calculé à partir des surfaces relictuelles des piémonts tortonien et pliocène de l'avant-pays (Fig. 73). Les vitesses obtenues ($0.05\text{--}0.11\text{ mm.an}^{-1}$) sont très inférieures aux vitesses de surrection déduites des comparaisons de nivellements [jusqu'à 0.74 mm.an^{-1} , Colleau et Lenotre, 1991, et données non publiées communiquées par G. Ménard, LGCA, Université de Savoie]. Aux abords immédiats de la vallée de la Drôme, les surfaces de piémont ne sont pas conservées, mais quelques buttes contiennent des lambeaux de conglomérats fluviaux couronnant les piémonts miocènes et pliocènes [Mandier, 1984 ; Bonnet et Bornand, 1970 ; Clauzon, 1990], ce qui permet de proposer un taux d'incision au moins égal à 0.05 mm.an^{-1} .

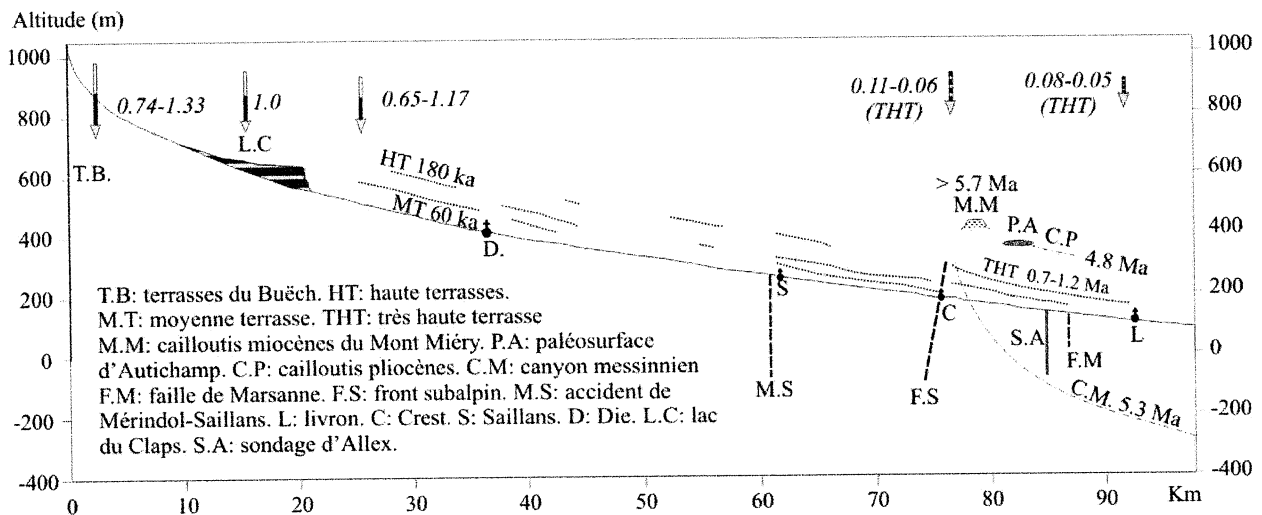


FIGURE 73– Variation du taux d'incision le long de la Drôme.

Flèches : taux d'incision (valeur en italique en mm.an^{-1}). Graduation par pas de 10^5 ans. Taux d'incision en amont d'après les terrasses du Buëch (âges ^{10}Be) ; en aval du Claps en faisant correspondre les terrasses T2 et T3 du Buëch avec les niveaux MT et HT de la Drôme.

Taux au niveau du Claps estimé d'après la vitesse de comblement du lac du Claps, considérant que le taux d'érosion du bassin versant est égal au taux d'incision. Age des THT d'après Mandier [1984] (paléomagnétisme). Age de la paléosurface d'Autichamp (PA) d'après Masseport [1958] et Mandier [1984]. Age des cycles miocène et pliocène et profondeur du canyon messinien à la confluence avec le Rhône d'après Clauzon *et al.* [1995].

Les terrasses du domaine intra-alpin n'ont pas pu être datées par âge d'exposition. On peut cependant, à titre d'essai, faire l'hypothèse qu'il n'existe pas de fort gradient d'incision sur les 30 km qui séparent la zone de confluence des Buëchs et les terrasses les plus proches de la Drôme. Hypothèse peut être abusive, puisque ces deux sites sont séparés par un décro-chevauchement, l'accident col de Chabre - Col de Grimone, qui déforme les autres structures tectoniques et pourrait donc avoir joué jusqu'à une époque récente (Fig. 26). Si on l'accepte néanmoins, les niveaux de terrasse T2 et T3 de la dépression marneuse de Luc-en-Diois-Die paraissent corrélables respectivement aux niveaux T2 et T3 du Buëch. Il est en effet probable, comme cela est généralement admis d'ailleurs, que les terrasses des rivières péri-glaciaires comme la Drôme sont abandonnées à la fin des glaciations, quand l'alluvionnement diminue et le régime hydraulique devient moins contrasté (*cf.* Ch. 2.4.). Les nappes proglaciaires du Buëch se sont formées au cours de deux glaciations différentes, mais leur abandon s'explique probablement par la levée des obturations glaciaires dans la basse vallée du Buëch, la glaciation ne se terminant pas pour autant. Concernant l'âge des terrasses de la Drôme, deux hypothèses sont donc envisagées : soit des abandons de terrasses synchrones de ceux des terrasses du

Buëch, soit un abandon en fin de glaciation, ce qui est plus logique d'un point de vue hydrodynamique.

Les taux d'incisions calculés sur cette base sont présentés dans la Table 30.

La Haute Terrasse et la Très Haute Terrasse sont à la même élévation relative au-dessus de la rivière que les niveaux T2 et T3 du Buëch. Les élévations absolues du substrat rocheux sous les surfaces des terrasses sont aussi très semblables. Ces indices semblent d'ailleurs montrer qu'il n'y a pas d'incision différentielle entre les deux sites, et donc pas d'activité récente sur le linéament col de Cabre-col de Grimone. Le taux d'incision de la haute vallée de la Drôme est très voisin du taux d'incision à la confluence des Buëchs, tandis qu'un fort différentiel d'incision existe entre la haute vallée de la Drôme et l'avant-pays alpin en aval du Front Subalpin.

4.2– Indices directs de déformations tectoniques

Le "horst" oligocène de Marsanne, situé au sud de la Drôme dans l'avant pays (Fig. 26a), s'est soulevé par rapport au pédiment alpin qui existait au Miocène au sud de la Drôme. Ce pédiment, dont la Haute Surface d'Autichamp de Masseport [1958] pourrait être un témoin

Niveau	Élévation (m)	Age minimum (ka)	Age maximum (ka)	Vitesse d'incision minimale (mm.an ⁻¹)	Vitesse d'incision maximale (mm.an ⁻¹)
T3	120	130	185	0.65	0.92
T2	60-70	60	75	0.80	1.17

TABLE 30– Taux d'incisions hypothétiques de la Drôme en aval de Luc-en-Diois d'après l'altitude des Hautes Terrasses climatiques et sur la base de corrélations avec les niveaux de terrasses du Buëch.

(Fig. 29, site 27), est responsable du rejet du cours du Rhône vers le Massif Central par rapport au centre du bassin molassique [Mandier, 1988]. Ceci implique que des rivières aient balayé à la même époque la surface d'Autichamp et le Horst de Marsanne jusqu'au Rhône, or le Horst de Marsanne domine de nos jours de 100 mètres au moins la surface basculée d'Autichamp. Ce soulèvement n'a pu se produire qu'après la mise en place du Rhône à l'ouest du horst de Marsanne. Ce mouvement a pu se faire sentir au nord sur le cours de la Drôme.

Le redressement du profil longitudinal du niveau des Très Hautes Terrasses est la seule preuve certaine d'une d'activité tectonique différentielle le long de la Drôme. Le fond du canyon messinien de la Drôme se redresse aussi à l'approche du front du Vercors. Le canyon de la Drôme peut bien sûr avoir eu une pente originelle forte et s'être arrêté juste devant le Front Subalpin. Toutefois, le redressement du canyon messinien peut être reproduit par déformation homothétique du profil en long des THT. Il est donc probable que son redressement est aussi tectonique et reflète une activité persistante du Front Subalpin depuis le Messinien.

4.3– Taux d'érosion historiques dans le bassin intramontagneux de la Drôme

4.3.1– Taux de dégradation en amont du Grand Lac du Claps de Luc-en-Diois pendant le Petit Age Glaciaire

Sur le cours de la Drôme, en amont de Luc-en-Diois, la Drôme traverse par une clue la barre calcaire tithonique (Fig. 40 et 41). On observe de façon systématique dans le Diois que les rivières adoptent un tracé à méandres partout où leur cours s'encaisse sur quelque longueur dans le Tithonique (cf. Ch 6.4.2). La clue de Luc-en-Diois est la seule des gorges de la Drôme qui soit suffisamment longue pour que des méandres puissent s'y développer, soit deux méandres successifs (Fig. 102a). En 1442 ap. J.C [Blanchard, 1945 ; Froment, 1973], une dalle de l'assise tithonique supérieure d'une puissance de 15 mètres, d'un volume de 2 Mm³, s'effondre dans la Drôme, provoquant la formation d'un barrage de blocs calcaires de 2.8 Mm³ et de 70 mètres de hauteur [Ramirez-Rascon, 1988]. Deux coulées de blocs (le Claps) barrent l'entrée et la sortie du méandre aval. Le Petit Lac du Claps se forme dans le méandre inférieur, tandis que le Grand Lac se développe plus largement en amont du barrage supérieur, ennoyant la vallée de la Drôme et les vallons affluents sur 5 km [Blanchard, 1945 ; Froment, 1973]. La base de la dalle tithonique avait été enlevée par la Drôme, et réduite seu-

lement à un petit butoir, le Pigeonnier, dans la cloison interne du méandre inférieur. Cette cloison s'amincissait par recoupement progressif du méandre [obs. personnelle]. La résistance au frottement de la surface stratigraphique sur laquelle reposait la dalle ne pouvait supporter théoriquement une inclinaison de plus de 28° [Ramirez-Rascon, 1988] or l'inclinaison de la dalle était de 28.6° dans sa partie inférieure, la moins inclinée. L'effondrement, événement instantané, a pu être déclenché par des pluies abondantes ou un fort séisme [Froment, 1973]. Le Grand Lac était totalement comblé en 1839.

Pendant 400 ans, le Grand Lac a donc piégé la quasi-totalité de la charge en suspension et la totalité de la charge de fond de la Drôme. On peut déduire du volume de sédiments piégés un taux de dénudation moyen du bassin versant amont. L'exercice a été tenté en premier par Descroix [1991].

Considérant un volume de 90 Mm³ pour le Grand Lac et un assèchement en 1789, il obtient une dégradation spécifique de 1400 m³.km⁻².an⁻¹. Landon et Piégay [1999], estiment que le volume du lac est de 70 Mm³, et que son assèchement définitif ne s'est produit qu'en 1835. La paléovallée est modélisée comme une succession de 5 polyèdres dont la géométrie est contrainte par la pente des versants au-dessus du remplissage actuel et par la profondeur de l'ancienne plaine alluviale, rencontrée en sondage à -59 m près du Claps et -31m en amont du lac. Ils déduisent de ces valeurs un taux de dégradation de 1036 m³.km⁻².an⁻¹. Les auteurs ne mentionnent pas de conversion de ce taux de production sédimentaire en équivalent-rochedense, si bien qu'il n'est pas directement convertible en vitesse d'érosion. Le profil de la Drôme est un profil d'équilibre extrêmement régulier (cf. Ch. 6.1). Aux alentours du Claps, la pente (S), est fonction de la distance à la source (L) suivant la relation $\ln(S) = -0,61 \cdot \ln(L) + 1,50$.

Considérant que la plaine de divagation de la Drôme était à l'équilibre au niveau du Claps avant la formation du lac, on peut reconstituer le profil théorique du fond du lac (Fig. 74b). La profondeur de la plaine alluviale ainsi extrapolée diffère respectivement de 1 et de 4 mètres de celles mesurées au droit des sondages aval et amont de la plaine du Claps. La géométrie du profil longitudinal est donc tout aussi régulière sous le lac du Claps que le long des autres segments de la vallée de la Drôme. Cette méthode permet de connaître en tout point la paléoprosfondeur du lac, ce qui la rend plus précise que la méthode de Landon et Piégay [1999]. Une première tentative de reconstitution automatique (programme Fortran) de la vallée à partir du MNT IGN à 50 mètres s'est révélée infructueuse.

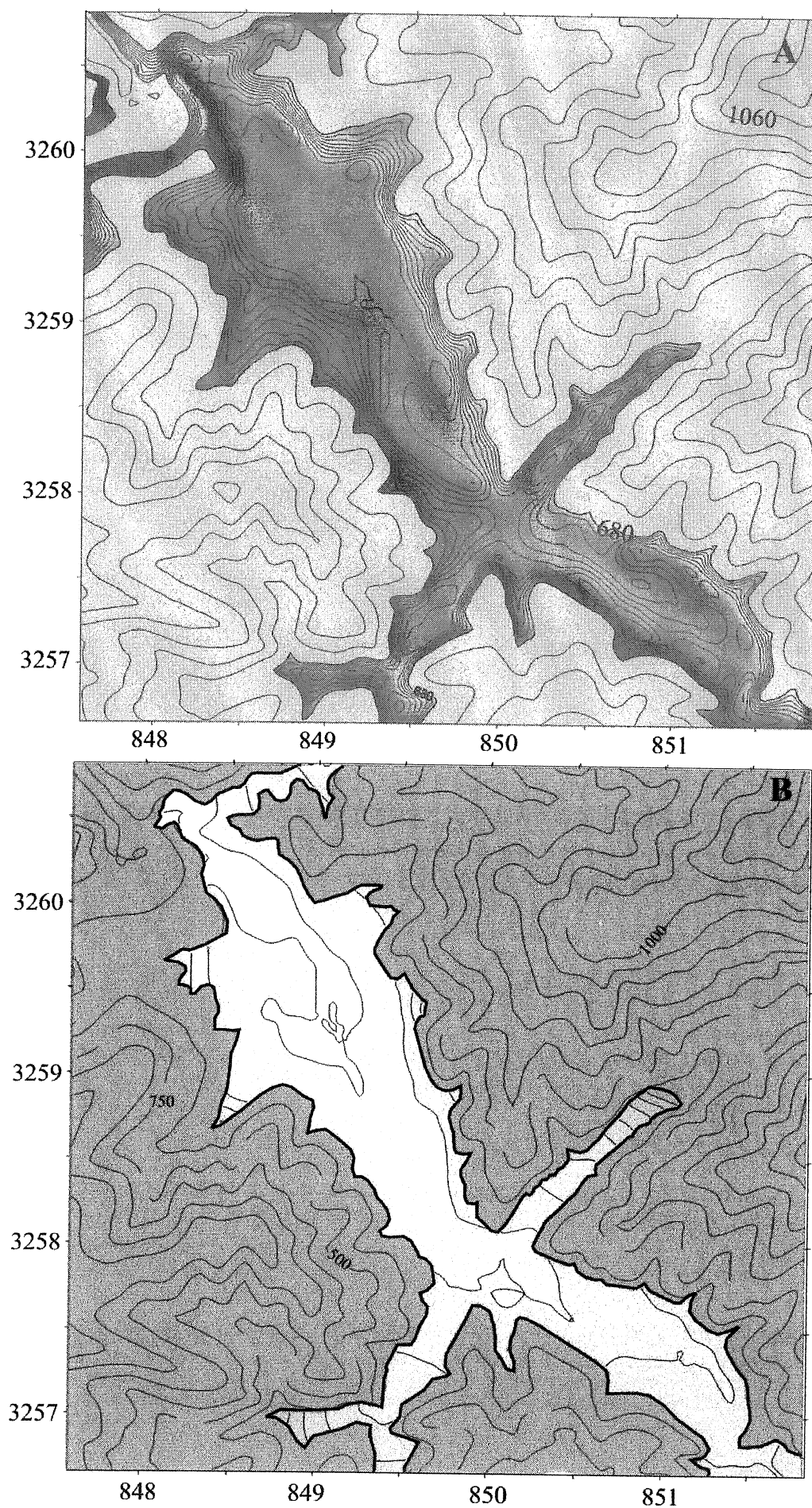


FIGURE 74— Correction des artefacts du MNT à 50 mètres IGN pour le calcul des volumes sédimentaires piégés dans la retenue naturelle comblée du Grand Lac du Claps de Luc-en-Diois. A. Topographie de la plaine actuelle du Grand Lac du Claps de Luc en Diois d'après le modèle numérique de résolution 50 m de l'IGN. Représentation : équidistance des courbes: 50 m au dessus de 680 m, 5 m en dessous de 680 m. B. Topographie de la plaine actuelle du Grand Lac du Claps de Luc en Diois obtenue par digitalisation de la carte topographique au 1: 25000 de l'IGN (Luc-en-Diois), et interpolation par krigeage avec un pas de 20 mètres. Le relief environnant provient du MNT à 50 mètres, équidistance des courbes: 50 mètres. Le relief de la plaine est obtenu par redigitalisation des cartes topographique au 1:25 000. L'équidistance des courbes est de 5 mètres.

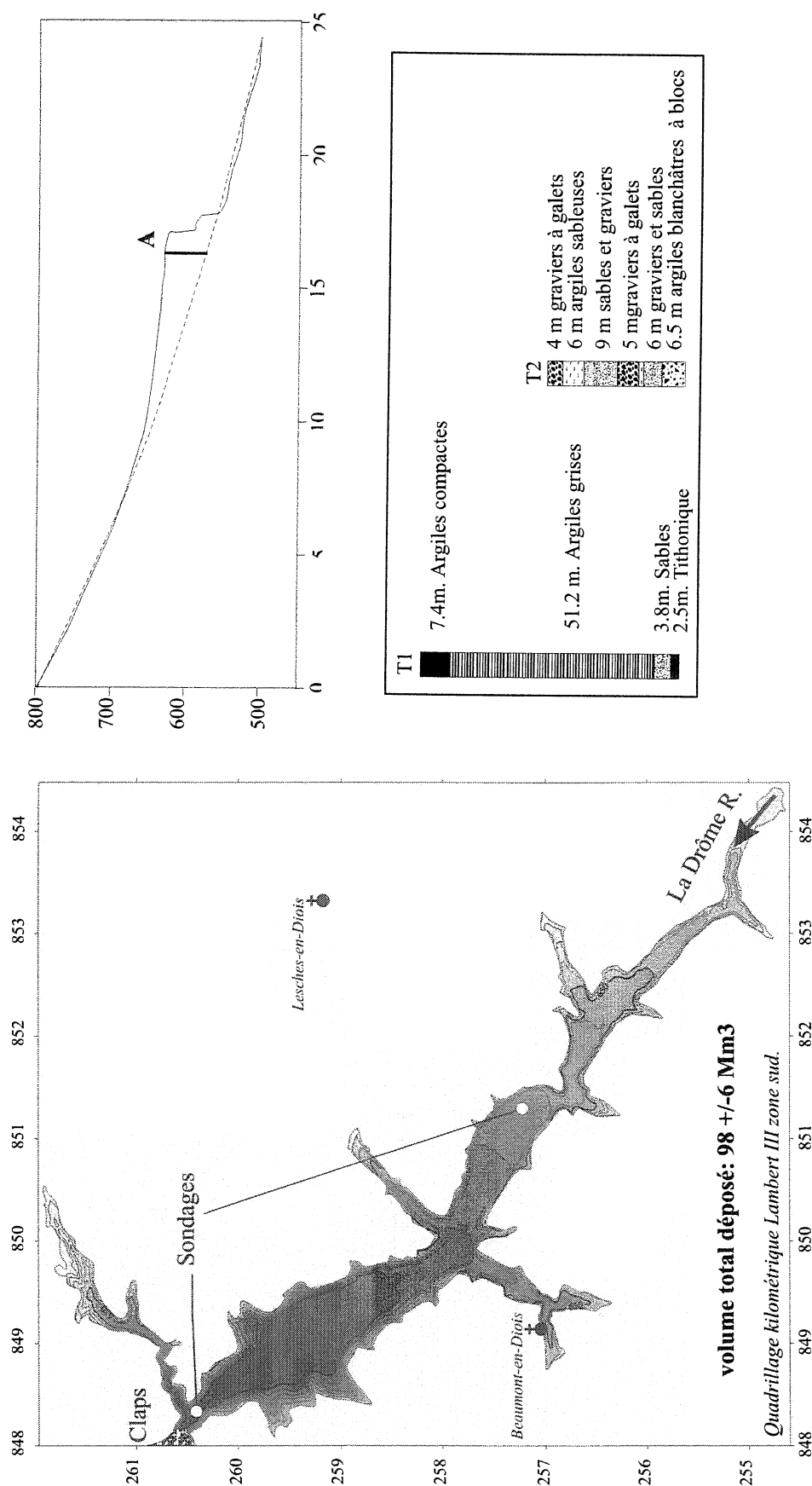


FIGURE 75- Volume total de sédiments déposés depuis 1442 par la Drôme et ses affluents en amont de l'écrêtement du Claps de Luc-en-Diois.

A. Reconstitution de la topographie de la vallée de la Drôme avant 1442 en amont du Claps.

B. Modélisation du profil de la Drôme avant 1442. Trait continu: profil actuel. Trait pointillé: profil modélisé. En A: forage de 1954.

C. Sondages de 1954 réalisés dans la plaine du Claps [données de la banque du sous-sol du BRGM-Rhône Alpes].

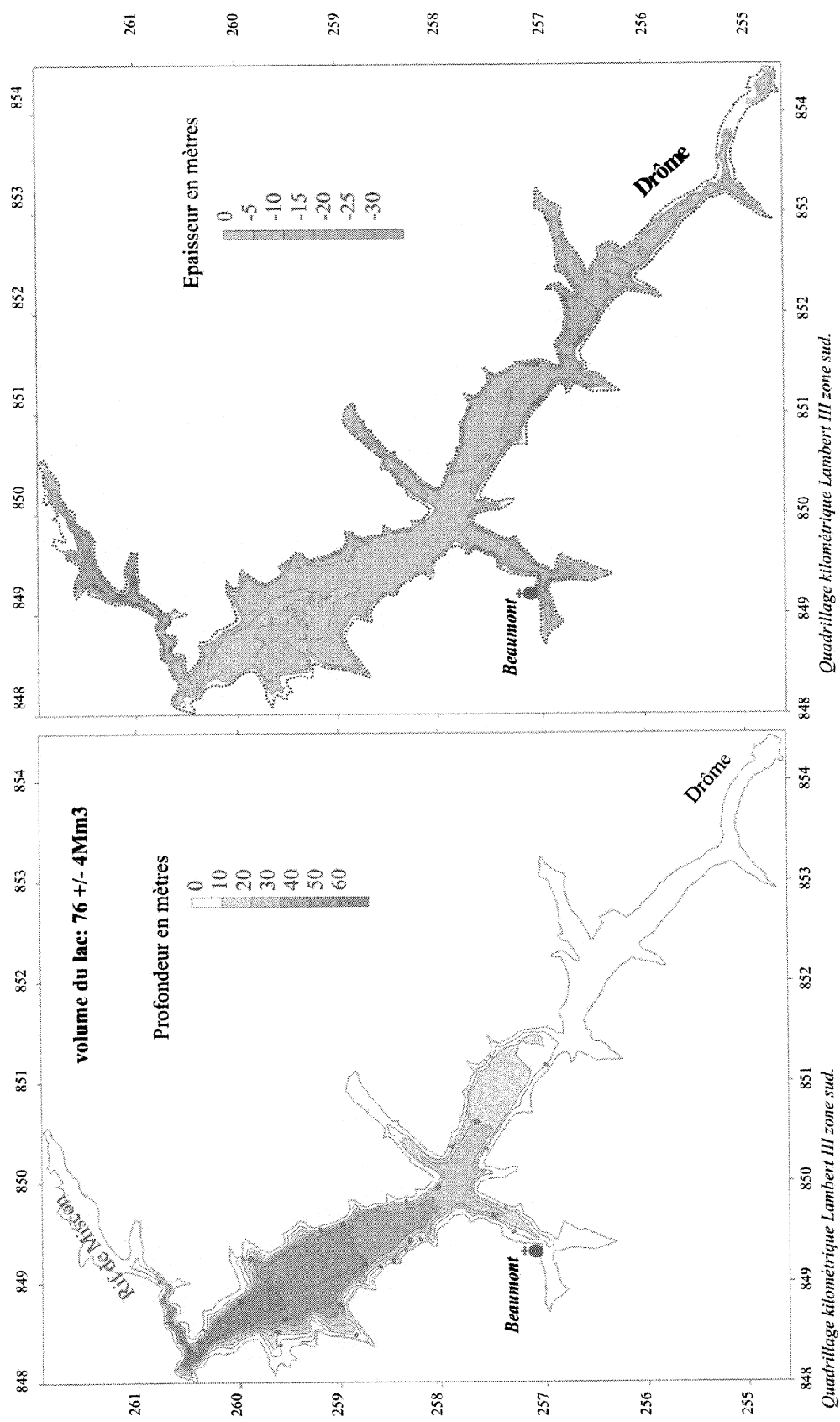


FIGURE 76— Estimation des volumes piégés dans le Grand Lac du Claps et hors du lac.
 A. Extension et profondeur du Grand Lac du Claps au moment de sa formation
 B. Plaine du Grand lac : épaisseur de sédiments présents au-dessous de la ligne d'eau du Grand Lac.

L'extraction de la plaine de comblement était basée sur une reconnaissance automatique de la plaine du lac sur critères morphologiques, or il est apparu que le MNT ne reproduisait pas fidèlement la topographie réelle. La construction du MNT est fondée sur l'interpolation de valeurs d'altitude irrégulièrement espacées, portées par les courbes de niveau. Les données sont très espacées dans les plaines, où les courbes de niveau sont peu nombreuses, et resserrées sur les versants. Au contact entre plaine et versant, l'interpolation génère fréquemment des fossés. La distorsion, au niveau de la plaine du Claps, n'est absolument pas négligeable pour le calcul du volume du lac, puisque que les fossés situés à la base des deux flancs de vallée font apparaître au centre de la plaine une ride atteignant 25 mètres de haut (Fig. 74a) Il a donc été nécessaire de redigitaliser la plaine alluviale à partir des cartes au 1 : 25000 pour reproduire plus fidèlement sa topographie (Fig. 74b).

La topographie du fond du lac a été reconstituée manuellement (Fig. 75a), à l'aide du profil d'équilibre de la Drôme sous le lac et en considérant que les versants se poursuivent sous le remplissage avec une inclinaison identique à ce qu'elle est au-dessus, à lithologie égale. Le krigeage de la plaine actuelle et de la paléovallée, ainsi que le calcul du volume intersurfacique ont été réalisés à l'aide du logiciel Surfer 3.2. Le choix de l'interpolation n'a pas un effet très important sur l'estimation du volume du lac, 4 Mm³ tout au plus. Le lac ainsi reconstitué (Fig. 76a), présente une extension de 5 km, conforme aux données historiques. Son volume est de 76 ± 4 Mm³, assez proche, donc, du volume obtenu par Landon et Piégay [1999]. Une masse importante de sédiments (22 Mm³) s'est déposée au dessus de la surface du lac (Fig. 76b).

Une partie de cette masse constitue les *topsets* des cônes de déjection lacustres de la Drôme et de ses affluents, une autre s'est déposée sur ces cônes une fois le lac comblé par les fines en suspension. La déclivité de la surface de comblement n'est pas suffisante en effet pour assurer le transfert de la charge de fond jusqu'à l'exutoire du lac. La charge de fond continue donc encore de nos jours à se déposer intégralement dans la plaine du Claps. Landon et Piégay [1999], par comparaison des nivellements de la plaine, estiment le volume de sédiments piégé depuis le comblement à 4-6 Mm³ sur un secteur alimenté par 154 km² de bassin versant, soit, pour la totalité du bassin versant du Claps (183 km²), 5-7 Mm³, si l'on suppose que l'érosion est homogène sur le bassin versant. 16 ± 1 Mm³ de charge de fond se sont donc déposés en milieu aérien pendant la période de fonctionnement du lac. Une partie de la charge de fond s'est aussi déposée sous la surface du lac. Le rapport minimal charge de fond/charge en suspension de la Drôme est obtenu en divisant le volume aérien de sédiments par le volume lacustre : ce rapport minimal est 0.21. Cette valeur est en accord avec celles qui ont été obtenues [Alary, 1998] en analysant les sédiments piégés dans les retenues hydroélectriques de la Durance (0.15), elle-même comparable à celles des grands fleuves mondiaux (0.2). La totalité du volume piégé pendant le fonctionnement du lac est donc de 92 ± 5 Mm³, soit, pour une densité sèche de 1.8 pour des alluvions, 166 ± 9 Mt de sédiments.

Le transfert chimique spécifique de la Durance est très élevé, 5 fois inférieur au transfert sédimentaire spécifique [Alary, 1998], ce qui s'explique par la forte proportion des calcaires et des marnes dans son bassin versant. La Drôme, en amont du Claps, ayant un bassin tout aussi calcaire, sinon davantage (20 % de calcaires, 55 % de calcaires marneux et 25 % de marnes), cette valeur peut être utilisée pour calculer un transfert total de matière d'environ 200 Mt. Le fonctionnement du lac se situe essentiellement pendant le Petit Age Glaciaire (1550-1880), une période froide caractérisée dans les Alpes par un détritisme important, accentué encore par une pression agricole très supérieure à ce qu'elle est aujourd'hui [Landon et Piégay, 1999]. Le rapport charge sédimentaire/charge dissoute était de ce fait probablement inférieur à ce qu'il est actuellement. Nous retiendrons donc la valeur de 200 Mt comme un maximum.

Attribuant enfin une densité moyenne de 2.7 à l'ensemble des formations du bassin versant, le taux d'érosion moyen du bassin versant de la haute vallée de la Drôme pendant le Petit Age Glaciaire est de l'ordre de 1.0 mm.an⁻¹. Ce taux se situe dans la fourchette des valeurs de vitesses d'incision obtenues sur les sites de datation du Buëch, distants de 5-25 km. Il diffère de la valeur de 0.68 ± 0.05 mm.an⁻¹ déterminée par Buonchristiani et al. [2002]. Les différences principales sont les suivantes : ces auteurs négligent les flux dissous, et, contre toute évidence, le fait qu'une partie des sédiments se sont déposés après le comblement du lac. Par ailleurs, leur volume total est nettement inférieur (70 ± 3.5 Mm³) à celui des autres auteurs et de notre propre évaluation (96 ± 8 Mm³). Ils considèrent en effet que le profil longitudinal est constitué de plusieurs tronçons rectilignes, donnant à la Drôme un profil irrégulier qu'elle n'a pas, et que le profil transverse de la vallée est "en auge". Par ailleurs, ils réduisent la durée de fonctionnement du lac à 350 ans.

Bien que le taux d'érosion du bassin amont de la Drôme à l'échelle de quelques centaines d'année soit cohérent avec les taux d'incision à long terme de la Drôme et du Buëch, il est probable qu'il s'agisse là d'une coïncidence. A l'échelle de quelques centaines ou milliers d'années les fluctuations climatiques et les facteurs locaux sont en effet à l'origine d'une grande variabilité spatiale et temporelle de l'incision, comme nous allons le voir maintenant.

4.3.2- Variabilité spatio-temporelle historique du taux d'érosion

Dans la zone strictement péri-glaciaire, les fluctuations du climat et l'exploitation des sols par l'homme affectent sensiblement l'intensité de l'érosion sur les versants et la dynamique des rivières. La réponse des bassins versants aux fluctuations climatiques est modulée très fortement par des caractéristiques locales spécifiques telles que la morphologie des bassins versants, la lithologie et l'exposition [Rosique, 1996 ; Brochot, 1998]. Les fluctuations climatiques modifient l'agressivité des processus de pente et des rivières. Des zones temporaires de stockage sédimentaire se forment, tandis que d'autres parties des bassins versant sont soumises à une incision linéaire. Tous les intermédiaires entre ces deux cas-limite existent, et les zones d'alluvionnement et de creusement migrent au

gré des fluctuations du climat et de l'évolution morphologique des bassins. Les conversions des vitesses d'incision linéaire en taux de dégradation spécifiques doivent donc être envisagées avec précaution à l'échelle des fluctuations climatiques (10^2 - 10^5 ans).

Après la glaciation, des périodes alternativement chaudes, froides, sèches ou humides se sont succédées, avec des durées caractéristiques de 1 à 3 ka. Leurs effets sur l'érosion et l'alluvionnement ont été bien étudiés dans les Alpes du sud, par exemple dans les bassins du Verdon et de la Moyenne Durance [Jorda, 1988], et en particulier dans le bassin du Buëch [Rosique, 1996 ; Miramont, 1998].

À l'échelle historique, et notamment depuis le Petit Age Glaciaire, des transformations notables des lits mineurs du Buëch [Gautier, 1992] et de la Drôme [Bravard, 1995] sont observées. Les facteurs anthropiques, tels que l'endiguement, la déprise agricole et les reboisements entrepris par l'ORTM [Office de Restauration des Terrains de Montagne] interfèrent avec le signal climatique [Gautier, 1992 ; Bravard, 1995 ; Landon et Piégay, 1999]. D'une façon générale, une forte diminution de la charge de fond de la Drôme et de ses affluents est observée [Bravard, 1995 ; Landon et Piégay, 1999]. L'alluvionnement a été divisé par 5 en amont de la plaine du Claps entre le milieu du XIX^e siècle et la deuxième moitié du XX^e siècle. Le tarissement des apports détritiques a provoqué l'incision et la purge rapide des sédiments du lit mineur de la Drôme et son installation directe sur les assises rocheuses [Bravard, 1995].

Aux fluctuations temporelles s'ajoute une très grande hétérogénéité spatiale de l'érosion. L'essentiel de la charge des rivières des Préalpes du Sud provient de zones sources de très faible extension.

Sur le Buëch, les badlands qui se développent sur les Terres Noires, ou roubines, ne couvrent que 0.86 % de la surface de la formation, mais produisent l'essentiel de la charge sédimentée dans les retenues hydroélectriques [Alary, 1998]. Dans le bassin du Bès, affluent de la Drôme (Fig. 28), ces mêmes badlands occupent 3 % de la surface des Terres Noires mais produisent plus de 50 % de la charge alluviale [Descroix, 1991]. Les mesures directes montrent que l'ablation atteint 2 cm.an^{-1} [Hoolrelbeck et Descroix, 1992 ; Buffalo, 1989] à 3.5 cm.an^{-1} [Lecompte *et al.*, 1998] sur les badlands de Terres Noires du Diois du Buëch et des Baronnies, et 1 cm.an^{-1} [Hoolrelbeck et Descroix, 1992] à 2 cm.an^{-1} [Lecompte *et al.*, 1998] sur les badlands des "marnes bleues" aptiennes. L'érosion est de ce fait jusqu'à 5000 fois plus rapide sur ces derniers que sur les zones végétalisées environnantes [Hoolrelbeck et Descroix, 1992].

Autres sources majeures d'alluvions : les glissements de terrain et les combes d'arrachement. Dans le bassin du Bès, les coulées du glissement de Bonneval délivrent des pélites, des marno-calcaires et des calcaires. Ces apports constituent, selon la répartition des précipitations sur le bassin, 3 à 100 % de la charge du Bès à l'exutoire, alors que les coulées de Bonneval ne couvrent que 0.1 % de la surface du bassin [Hoolrelbeck et Descroix, 1992].

Les fluctuations spatio-temporelles à haute fréquence de l'érosion et de l'incision sont donc fortes à l'échelle du

siècle ou du millénaire, mais restent cependant du même ordre de grandeur que le taux d'incision à long terme. L'incision du relief, apparemment constant à l'échelle de la centaine de milliers d'années résulte d'une activation très spasmodique de l'érosion, spatialement et temporellement.

4.4– Signification tectonique du gradient de surrection

Quelques mouvements différentiels tardifs sont perceptibles entre l'avant-pays alpin et la haute vallée de la Drôme. Les déformations associées ne sont pas visibles. Le seul soulèvement différentiel localisé se situe à la terminaison méridionale du Front Subalpin. Il atteste d'une activité continue et récente de ce chevauchement majeur. L'amplitude du rejet ne peut pas être évaluée, faute de datations sur les niveaux de terrasses situés en amont du chevauchement. Le différentiel de surrection total entre l'avant-pays devant le Chevauchement Subalpin et la Haute Drôme est de $0.54 - 1.11 \text{ mm.an}^{-1}$.

Rien ne permet ici de conclure à un état stationnaire du relief : ce gradient peut s'expliquer soit par une incision différentielle sans réajustement isostatique consécutif (maturation simple du relief), soit par incision différentielle avec réajustement isostatique (maturation dynamique), soit par un soulèvement du cœur de la chaîne, compensé par l'incision (équilibre dynamique), soit enfin par une incision différentielle qui ne complèterait pas totalement la surrection (relief en cours de croissance).

Deux visions de la surrection s'affrontent. La logique du réajustement isostatique voudrait que l'augmentation de la surrection soit largement distribuée suivant le cours de la Drôme jusqu'à la confluence des Buëchs, où le taux d'incision est dix fois plus élevé que dans l'avant-pays. L'activité du Front Subalpin jouerait un rôle mineur. À l'opposé, on peut considérer que le Front subalpin accommode la totalité du différentiel de surrection, auquel cas celle-ci est égale en tout point de la Drôme intra-alpine. Les niveaux de terrasses seraient alors corrélables d'après leur élévation au-dessus du cours actuel.

On verra au chapitre 6 si les variations de la surrection le long de la Drôme s'accompagnent ou non d'ajustements géométriques de la morphologie fluviale.

5– CONCLUSION

La mesure de la vitesse d'incision du Drac, du Buëch et de la Drôme, menée conjointement à l'étude de leurs profils et paléoprofils longitudinaux, a permis d'étudier la réponse des rivières alpines à quelques uns des forçages majeurs, climatiques et tectoniques, auxquels elles sont soumises.

L'étude du fonctionnement du Drac avait pour but d'analyser la durée et les modalités du réajustement consécutif à une perturbation vigoureuse d'origine glaciaire. Obturée par des glaciers très fluctuants pendant la dernière glaciation, ce n'est pas à proprement parler une rivière à l'équilibre lorsque la glaciation se termine, mais la disparition rapide des obturations glaciaires provoque une

chute des niveaux de base locaux, et notamment une chute de 800 m de l'exutoire général du bassin du Drac autrement plus déstabilisante que les ajustements juxta-glaciaires. Les ombilics glaciaires deviennent des knickzones instables, d'où partent des knickpoints régressifs importants qui se propagent le long du Drac à des vitesses moyennes de l'ordre du mètre par an.

La vitesse d'incision et de réajustement du Drac est très rapide en comparaison de la vitesse de surrection des massifs environnants, mais limitée par la géométrie initiale du système et par la résistance des assises rocheuses les moins érodibles.

La complexité et l'hétérogénéité lithologique du substrat sont telles qu'au passage des knickpoints régressifs, le cours du Drac se compartimente en tronçons plus ou moins indépendants, séparés par des knickpoints lithogéniques. Ces derniers deviennent des niveaux de base locaux pour les tronçons situés en amont : leur vitesse de rabattement détermine la vitesse d'incision, et donc, *in fine*, la morphologie de la vallée jusqu'au knickpoint suivant.

Un knickpoint régressif est mis en évidence dans le cours supérieur actuel du Drac. Partout en aval, le profil en long du Drac sera bientôt ajusté au niveau de base interglaciaire : dans la vallée inférieure, la vitesse d'incision a considérablement diminué, et la pente devient égale à la pente critique de transport des sédiments. La résorption de l'instabilité d'origine glaciaire aura donc dominé l'évolution du Drac pendant 20 ka, et le forçage tectonique aura été imperceptible pendant tout cette période.

L'étude de la vitesse d'incision du Buëch moyennée sur plusieurs fluctuations climatiques met en lumière une incision constante à long terme de 0,74-0,87 mm.an⁻¹, compatible avec les vitesses obtenues par d'autres méthodes : âges de refroidissement, pièges sédimentaires, comparaisons de nivellements, etc. Il existerait donc un équilibre entre vitesse d'incision des rivières, vitesse d'érosion sur les bassins versants et vitesses d'exhumation des roches.

Le taux d'incision du Buëch est par contre très variable sur le court terme. Cette variabilité est une réponse complexe du système fluvial à un forçage climatique qui s'exerce selon les périodes, en contexte juxtaglacière, proglaciaire ou péri-glaciaire.

L'étude de l'évolution spatiale de l'incision le long la Drôme révèle un fort gradient entre l'Avant-Pays et la zone intramontagneuse.

La pérennité de ce gradient démontre que son origine est endogène et sans lien avec le climat. L'échec des corrélations des terrasses et la difficulté pour obtenir des âges absolus ne permettent pas d'en préciser la géométrie et donc de savoir s'il est accommodé par des structures tectoniques particulières ou bien par une vaste flexuration du massif alpin. L'étude du piège sédimentaire que constitue le lac du Claps de Luc-en-Diois montre que la vitesse d'érosion du haut bassin de la Drôme varie à l'échelle de quelques siècles mais donne finalement une estimation approximative assez juste du taux d'incision probable de la Drôme à plus long terme.

La mise en correspondance des vitesses d'incision obtenues dans ce chapitre (Ch 5), et de la morphologie fluviale (Ch. 6) devrait permettre d'étalonner, sur les Alpes du Dauphiné Méridionales, les lois d'incisions (Ch. 2).

CHAPITRE 6 SIGNATURE MORPHOLOGIQUE DE L'INCISION FLUVIATILE

“ Le corps du Diois (...) est bâti d'assises friables, marno-calcaires, marnes, grès argileux, schistes tendres, tout le choix vaseux du faciès vocontien (...) A tout seigneur, tout honneur : la roche qui charpente le Diois, qui l'empêche de crouler sous les griffes de l'érosion, c'est l'assise de calcaire tithonique. Nous savons qu'elle est mince, 30 à 80 m d'épaisseur : du moins a-t-elle le mérite d'être solide, et celui de se retrouver partout, sans défaillance (...) on s'aperçoit que l'obstacle n'est pas méprisable. A six reprises, à l'amont de Saillans, la Drôme doit se débattre avec la falaise, y enfoncer la brèche d'un défilé qui est bref, mais dominé par de menaçantes murailles (...). ”

R. Blanchard, 1945. Les Alpes Occidentales, t. IV, p 247-248.

Les formes d'érosion produites par les rivières sont des indicateurs de leur puissance érosive. Les mécanismes d'érosion qui leur donnent naissance subissent les forçages qui s'exercent sur le système fluvial. Par l'analyse de l'évolution des formes produites le long d'une rivière et d'une rivière à l'autre, il est possible de tester séparément l'influence de la puissance, de la charge, de la lithologie, du climat et de la néotectonique sur les formes d'érosion produites.

Les vitesses d'incision et de surrection (Ch. 5) peuvent être mises en relation aux abords des sites de datation avec des caractéristiques géométriques des lits de rivières, telles que la pente des profils en long ou la largeur des bandes de divagation, et avec des caractéristiques morphométriques des bassins versants (Ch. 2). Une fois les relations étalonnées au niveau des sites de datation, elles peuvent être utilisées pour évaluer la vitesse d'incision le long d'autres rivières par l'analyse morphométrique seule. Elles sont applicables, là où les paramètres environnementaux qui ne sont pas pris en compte peuvent être considérés comme équivalents à ce qu'ils sont sur les sites de datation.

Dans les faits, l'analyse géomorphologique montre que les relations énoncées dans le premier chapitre ne rendent pas compte des morphologies et des évolutions observées dans les Alpes du Dauphiné Méridional. Le présent chapitre commence par la présentation de quelques propriétés caractéristiques des formes fluviales des ADM : profils en long de rivières de la zone intra-glaciaire (§ 1.2), de la zone péri-glaciaire (§ 1.3), knickpoints lithogéniques de la zone péri-glaciaire (§ 1.4) et bandes de divagation juxta- et péri-glaciaires (§ 1.5). Ces observations amènent à concevoir un modèle prenant en compte le rôle de l'érosion latérale, rendant mieux compte de la morphologie observée (§ 2). Est testée ensuite la capacité de ce modèle à expliquer les profils juxta- et péri-glaciaires (§ 3.1) et l'influence sur la largeur des bandes de divagation de la lithologie, de l'aire drainée (§ 3.2), de la charge (§ 3.3), du climat (§ 3.4) et enfin à expliquer de curieux cônes d'érosion (§ 3.5). Les implications plus générales de ce modèle, en termes de discrimination des morphologies glaciaires et fluviales (§ 4.1) et de stabilité du réseau hydrographique (§ 4.2), achèvent le chapitre (§ 4.3).

1- MORPHOLOGIE DES PROFILS EN LONG ET DES BANDES DE DIVAGATION DANS LES ADM.

On a pu mesurer l'ampleur des fluctuations de l'incision linéaire, son hétérogénéité et le déphasage entre incision de fond de vallée et érosion sur les versants (Ch. 5.3 et 5.4).

Ces dissociations sont provoquées par le climat et par des facteurs morphologiques et géologiques locaux. On a vu notamment que les déséquilibres majeurs induits par les glaciations sont résorbés le long des rivières juxta-glaciaires et péri-glaciaires qui drainent les terrains sédimentaires mésozoïques sur des périodes de l'ordre de 10^4 années (§ 5.2). A l'opposé de ces fluctuations à haute fréquence, un signal très stable semble se dessiner au delà de 10^4 - 10^5 ans, durée des cycles climatiques majeurs du Pléistocène (poussées glaciaires, interstadias et interglaciaires), en relation avec les mouvements isostatiques ou tectoniques de la chaîne alpine.

A cette hiérarchisation de la réponse fluviale aux forçages climatiques et tectoniques correspond une structuration emboîtée du modèle fluvial. Les formes produites par l'érosion fluviale à l'échelle de quelques siècles ou millénaires renvoient à l'instabilité morphologique des bassins versants et au contrôle climatique de l'hydrodynamique fluviale [Jorda, 1988 ; Rosique, 1996]. Ces formes n'enregistrent pas directement la surrection, et ne nous concernent pas de ce fait.

Le profil longitudinal et la bande de divagation des rivières à lit rocheux sont, au contraire, des formes dont la transformation demande beaucoup de temps. L'inertie que requiert leur mise en place filtre les fluctuations hydrodynamiques de haute fréquence et en fait de précieux indicateurs de l'érosion fluviale sur le long terme.

1.1- Construction des profils longitudinaux

Les profils longitudinaux des rivières sont obtenus en reportant l'altitude du lit rocheux en fonction de la distance curvilinéaire à la source. Deux méthodes de mesure ont été adoptées :

-Un premier groupe de profils a été digitalisé à partir de cartes topographiques IGN au 1 : 25 000. L'information altitudinale est portée sur ces cartes par les courbes de niveaux et par des points cotés. Les valeurs d'altitude sont entrées manuellement pour chaque point dans un digitaliseur à bras X-PLAN 360 iR analogique qui mesure la localisation des points. Les données ainsi géoréférencées sont traitées sous Excel.

-Un second jeu de profils a été extrait directement des MNT-IGN au pas de 50 m des départements de l'Isère, des Hautes Alpes, de la Drôme et des Alpes de Haute Provence, en portant à l'interface graphique par programmation sous Avenue les fonctions hydrologiques du SIG Arcview 3.2. La requête FlowDirection crée une grille des directions d'écoulement. Cette grille est utilisée par la requête FlowAccumulation pour créer une grille des valeurs de l'écoulement cumulé.

Le réseau hydrographique est ensuite extrait sous forme de grille booléenne au-dessus d'une valeur-seuil définie par l'utilisateur, elle-même enfin convertie en vecteurs (shapefile) à l'aide de la requête StreamLink.

Le MNT est criblé de dépressions fermées ("puits"), notamment au niveau des vallées de largeur inférieure ou proche du pas de la grille. La probabilité qu'un point de la grille se situe au fond du thalweg est en effet alors assez faible. Le profil du thalweg présente donc un aspect en dents de scie d'autant plus accentué que le fond de vallée est étroit. Le profil en long extrait du MNT est, en outre, systématiquement décalé vers le haut, et ce d'autant plus que la vallée est étroite. S'ajoutent à ces dépressions structurales des dépressions dues à des excès d'interpolation lors de la constitution du MNT (*cf.* Ch. 5.4). Il est donc nécessaire de combler tous les puits du MNT pour extraire le réseau hydrographique. Un script Avenue en accès libre : demfill.ave, développé par ESRI, produit un nouveau MNT en comblant itérativement les dépressions à l'aide des requêtes décrites ci-dessus et de la requête Sink. Cette méthode présente l'inconvénient de combler aussi les dépressions topographiques réelles du domaine karstique.

Le réseau hydrographique obtenu est assez fidèle au réseau réel, excepté la position des rivières sur les plaines et la création de captures inexistantes.

L'extension Profile Extractor, PE60_3D, créée par Ianko Tchoukanski (<http://www.ian-ko.com>), permet ensuite de sélectionner un drain vectoriel, d'extraire les cellules du MNT brut traversées par ce drain, et de calculer leur distance à un point d'origine sélectionné sur ce drain. Ces données sont exportées et reprises dans un tableur.

1.2– Profils longitudinaux en zone intra-glaciaire

L'évolution des rivières en zone glaciaire a déjà été évoquée pour le choix de la zone d'étude (*cf.* Ch. 2.1.5), et étudiée en détail dans le cas du Drac pour évaluer la rapidité et les modalités du réajustement postglaciaire (Ch. 5.2). L'objet du présent paragraphe est de présenter les caractéristiques communes à tous les profils intra-glaciaires, et les facteurs qui en contrôlent la géométrie. Ceci afin de montrer clairement ce qui les oppose aux profils de la zone péri-glaciaire. Le modelé glaciaire est, comme on va le constater, la cause exclusive des irrégularités présentes dans les profils en long des rivières de la zone intra-glaciaire. Certaines des convexités épousent strictement le modelé glaciaire, les autres correspondent à des knickpoints récessifs. Elles affectent tous les drains du réseau hydrographique, quelle que soit leur puissance.

En domaine juxtaglaciaire, les rivières telles que le Drac [Montjuvent, 1978] ou l'Ain [Campy *et al.*, 1998] ont été obturées par les glaces. Leur évolution postglaciaire se résume à l'incision épigénique de leurs dépôts d'obturation et de l'encaissant rocheux des vallées ensevelies (Fig. 71 et 77c). Les rivières qui s'installent au sortir de la glaciation dans les anciennes vallées glaciaires traversent des verrous, des gradins de confluence, des moraines et des surcreusements (Fig. 77a,b).

Les formes glaciaires les plus rapidement corrigées par les rivières sont les surcreusements. Ceux-ci sont comblés essentiellement par les fines en suspension que les rivières apportent. Les surcreusements sont très fréquents le long des grandes vallées glaciaires alpines, tels les ombilics du Valbonnais (Fig. 77a) le long de la Bonne, du plan de l'Alpe, du Chambon et de Bourg d'Oisans le long de la Romanche (Fig. 77b), du Drac et de l'Isère (Fig. 77c). Leur comblement s'achève, après exondation, par l'édification de vastes cônes de déjection dont la croissance se poursuit jusqu'à ce que les rivières aient recouvert des profils d'équilibre alluviaux. Certains cônes sont toujours en cours de croissance (par exemple dans l'ombilic de Bourg d'Oisans), d'autres sont stables à présent (ombilic de Grenoble, *cf.* Ch. 5.2.7).

Les morphologies saillantes, telles que les verrous et les gradins de confluence, sont entaillées par des gorges de raccordement, dont l'incision a pu commencer en contexte sous-glaciaire et s'est poursuivie à l'air libre avec la déglaciation (Fig. 78). Comparés au Drac, les réajustements des drains mineurs en domaine cristallin sont lents, puisqu'à la vitesse actuelle, des dizaines de milliers d'années au moins leur seraient nécessaires pour parvenir à l'équilibre. Ainsi par exemple, le knickpoint basal du torrent de la Muzelle (cascade de la Pisse, Fig. 78b) parviendrait aux moraines situées au dessus du lac de la Muzelle en plus de 50 ka au taux de recul actuel, dans l'hypothèse où la gorge de raccordement n'existait pas à la fin de la glaciation. Le knickpoint des Oules du Diable atteindrait l'Aup sur la Navette (Fig. 78a) en plus de 150 ka.

La lenteur du réajustement des drains du massif des Ecrins par rapport à celui du Drac peut être mise sur le compte de l'érosivité de la rivière (débit et charge), de l'érodibilité des assises rocheuses et des mécanismes de recul des knickpoints.

On peut noter, tout d'abord, que la puissance des drains n'est pas comparable or les knickpoints reculent d'autant plus lentement que l'aire drainée est petite, à précipitations égales, et à condition que les mécanismes de recul des knickpoints dépendent de la puissance de la rivière [Whipple et Tucker, 1999], ce qui, en l'occurrence, ne serait pas le cas au niveau des cascades [Seidl et Dietrich, 1994 ; Weissel et Seidl, 1998].

L'érodibilité du substrat est un second paramètre. La vitesse de propagation des knickpoints régressifs est plus rapide dans le Lias schisteux du gradin de confluence basal du torrent de la Muzelle (Fig. 78b) que dans le cristallin du gradin de confluence basal du Vallon des Etages (Fig. 78d), à puissance hydraulique égale.

L'érosivité du cours d'eau est aussi fonction de l'abondance de sa charge [Sklar et Dietrich, 1998 ; Weissel et Seidl, 1998]. La faible capacité de transport du torrent de la Muzelle au niveau du Clot du Selat, et le piégeage de sa charge sédimentaire dans le lac de la Muzelle pourraient ainsi expliquer l'absence d'érosion au niveau du gradin schisteux du Clot du Selat (Fig. 77b), statisme qui contraste avec le fort recul du gradin de confluence de ce même torrent, plus en aval, dans le même type de substrat.

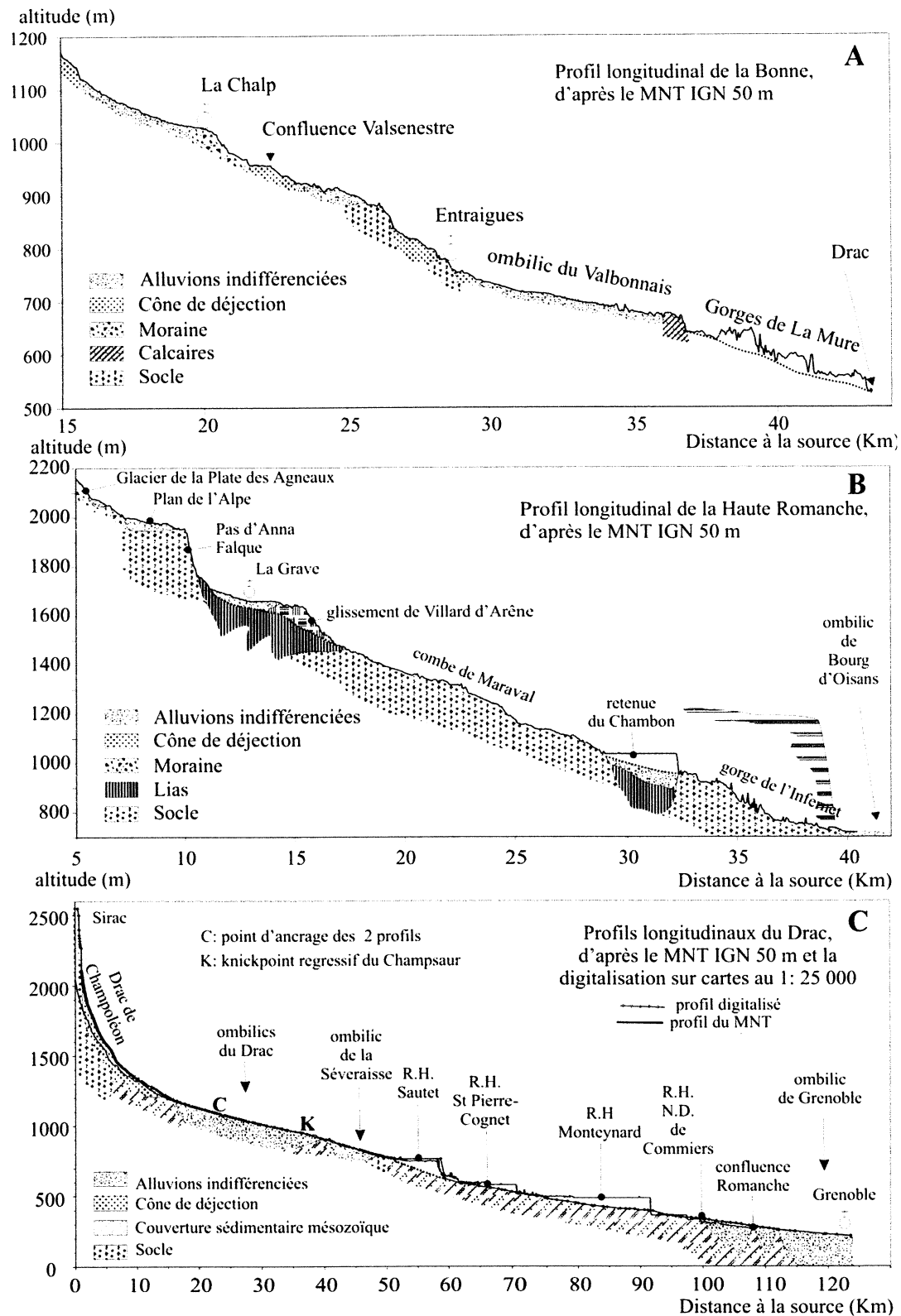


FIGURE 77– Profils longitudinaux de quelques grandes rivières caractéristiques des domaines intraglaciers et juxtaglaciaires. Exemple de la Bonne, de la Romanche et du Drac.

Les rivières intra-glaciaires qui drainent les hautes vallées du massif cristallin des Ecrins ne sont pas capables de prendre en charge les clastes éboulés ou écroulés qui viennent encombrer leur lit. Il s'ensuit que les rivières ne s'écoulent presque nulle part sur le bedrock. Seuls les verrous les plus saillants émergent des cônes d'éboulis, et si les gradins de confluence ne sont pas ensevelis, c'est essentiellement parce que les versants qui les alimentent sont très courts. Au comblement initial des surcreusements des hautes vallées se surimpose ainsi un remblaiement considérable qui n'est pas remobilisable en l'état, comme en attestent le knickpoint morainique de la Chalpe sur la Bonne (Fig. 77) ou les knickpoints associés aux cônes de déjection du ruisseau des Mâles sur la Sye (Fig. 78), de Navette sur la Navette (Fig. 78), de Valsenestre sur la Bonne (Fig. 77), etc. De ce fait, et paradoxalement, bien qu'alimentés en abondance par les versants, les torrents n'ont quasiment pas de charge abrasive et ne peuvent donc être érosifs.

Dans le cas extrême des vallées purement cristallines, l'érosion se résume donc à la succession suivante : 1° : érosion et transport glaciaire ; 2° : périodes interglaciaires d'effondrements gravitaires et de cryoclastie sur les versants ; 3° : évacuation des déblais au commencement de la période glaciaire suivante par de nouveaux appareils glaciaires. Le rôle des rivières interglaciaires dans ce contexte est négligeable [à l'opposé des rivières sous-glaciaires, Vivian, 1969]. Ce phénomène d'accumulation des apports de versant dans les vallées glaciaires alpines pendant tout le Tardiglaciaire et l'Holocène, sans être aussi extrême que dans le massif des Ecrins, est une constante et une caractéristique des vallées alpines qui est maintenant largement documentée [Crouzet *et al.*, 1999 ; Nicoud *et al.*, 1999 ; profils suisses].

A cette tendance générale à l'exhaussement des lits se surimposent des encombrements transitoires ou durables par des glissements de terrains majeurs et par le dépôt corrélatif de sédiments en amont [par ex. glissement de la Grave, Romanche, Fig. 78b ; Gignoux et Moret, 1953]. Le réajustement postglaciaire des versants favorise le déclenchement de glissements importants [Vivian, 1969], beaucoup plus fréquemment qu'en zone péri-glaciaire, à vitesse d'exhumation égale.

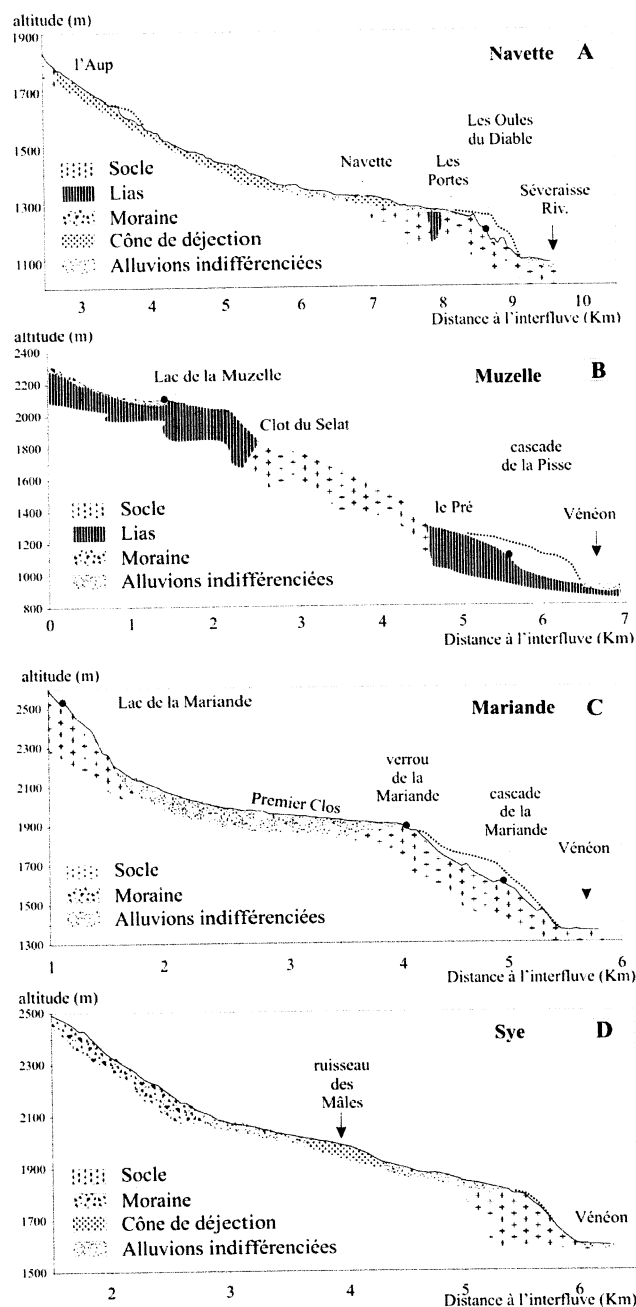


FIGURE 78— Exemples de rivières du massif des Ecrins à gorge de raccordement postglaciaire basale.

Profils extraits du MNT 50 m IGN. Pointillés : profils glaciaires initiaux.

1.3— Les profils longitudinaux concaves de la zone péri-glaciaire

Les profils longitudinaux présentés ici proviennent pour l'essentiel des Alpes de la zone péri-glaciaire intramontagneuse, à l'exclusion des grandes zones karstiques du Vercors ou du Vaucluse. L'étude, initialement limitée aux bassins de la Drôme et du Buëch, a été étendue aux Baronnies toutes entières parce qu'elles présentent des caractéristiques semblables.

D'autres régions similaires existent dans les Préalpes du Sud dans les zones péri-glaciaires non karstiques de l'arc de Digne-Castellane. La prééminence a été donnée aux Baronnies afin de conserver à l'étude morphologique sa cohérence géographique, et afin d'optimiser les possibilités de détection de mouvements tectoniques en densifiant les informations régionales.

La caractéristique fondamentale et systématique des profils en long des rivières péri-glaciaires intra-montagneuses non karstiques est leur concavité parfaite (Fig. 79). Les profils en long des rivières pluridécakilométriques extraits du MNT présentent presque tous une régularité implacable. Il en est de même des profils digitalisés de la Bléone, de la Drôme, du Grand Buëch et du Petit Buëch, dont les petites irrégularités sont des artefacts : aménagements anthropiques [basse Drôme, par exemple, Bravard, 1995], imprécisions de localisation des courbes de niveaux, ou mélange de données de points cotés et de courbes de niveaux.

Ce type de forme régulière est caractéristique des profils d'équilibres de rivières alluviales [Leopold et Maddock, 1953]. Dans le cas des rivières rocheuses, la concavité générale vers le haut est liée en premier lieu à la valeur du coefficient l dans la relation empirique

$$S = k_s \cdot L^l \quad (\text{eq. 12})$$

qui lie la pente de la rivière (S) à la distance à la source (L). Cette relation intègre en fait l'effet de quatre relations en puissance dont trois empiriques qui lient successivement :

-la contrainte cisailante basale de l'écoulement à la profondeur du chenal d'écoulement (équation de Manning)

-la profondeur du chenal d'écoulement (d) au débit (Q) :

$$d = c \cdot Q^f \text{ avec } f \sim 0.4 \text{ [Leopold et Maddock, 1953]} (\text{eq. 13})$$

-le débit de crue (Q_b) à l'aire drainée (A), relation qui traduit la répartition des précipitations sur le bassin versant, l'importance et la vitesse du ruissellement, la rétention des précipitations sur le bassin versant ou dans la nappe phréatique de la rivière [Bloom, 1998] :

$$Q_b = k_q \cdot A^u \quad (\text{eq. 14}) \quad \text{avec } u \sim 0.6-0.8$$

-l'accroissement de l'aire drainée (A) en fonction de la distance à la source (L), fonction de la morphologie du bassin versant :

$$A = k_a \cdot L^g \text{ [Hack, 1953]} \quad (\text{eq. 15})$$

avec $1.7 < g < 2$ généralement [Talling et Sowter, 1998].

L'érodibilité du substrat rocheux et la surrection modulent le coefficient k_s [Whipple et Tucker, 1999]. Les changements de lithologie ou de vitesse de surrection le long de la rivière se traduisent donc en principe par des ruptures de pente dans son profil longitudinal (cf. Ch. 2).

Or, si l'on ne sait rien, ou presque, des gradients de surrection dans la zone péri-glaciaire, on sait en revanche que les formations traversées par les rivières ont des résistances extrêmement différentes. La Drôme traverse à sept reprises la barre des calcaires tithoniques sans que son profil ne montre le moindre changement de pente à leur passage, alors qu'elle s'étend largement, de part et d'autre de ces barres, au sein de formations marneuses et marno-calcaires nettement plus érodibles (Fig. 79).

Il en est de même du Var, le long duquel les effets lithologiques ne se font sentir qu'en amont, dans la zone glaciaire (Saut du Var, Fig. 79), mais disparaissent le long du cours proglaciaire, quelle que soit la nature de la formation traversée : marnes, calcaires, grès ou pélites. Cette observation est généralisable à l'ensemble des rivières de plus de 15 km de long du Diois, des Baronnies et du Beauchaine (bassin du Grand Buëch). Sur les profils de la figure 80 sont reportés les tronçons le long desquels les rivières traversent les formations lithologiques les plus résistantes : Tithonique, Barrémien-Aptien du bassin vocontien, Urgonien et Sénonien, toutes susceptibles d'engendrer des knickpoints lithogéniques dans les profils en long.

Bien que présentant des profils de rivières alluviales, les rivières considérées sont des rivières rocheuses. D'abord, parce le fond de leur lit est partout proche du substrat rocheux : elles s'écoulent sur des plaines alluviales très minces, de quelques mètres d'épaisseur : 0-8 mètres d'épaisseur le long du tronçon péri-glaciaire du Buëch (Fig. 87) ; de quelques mètres le long de la Drôme à 15 mètres au maximum au niveau de sa confluence avec le Rhône, pour une largeur de 6 kilomètres [Mandier, 1988]. Ensuite, parce qu'elles érodent régulièrement ce substrat tout le long de leur cours, comme en témoignent les niveaux de terrasses de la Drôme et du Buëch.

1.4- Les knickpoints lithogéniques péri-glaciaires

En fait, des knickpoints existent, mais ils sont confinés à la tête des réseaux hydrographiques, le long des drains les moins puissants. Ils sont alors systématiquement associés à des changements de lithologie majeurs (Fig. 82). Ils apparaissent essentiellement au passage des formations calcaires du Tithonique (Fig. 82a,b), de l'Urgonien (Fig. 82c,d,e), du Turonien, du Sénonien, et parfois au passage des calcaires Barrémo-Bédoulien de faciès vocontien (voir Fig. 81 le log stratigraphique local). A lithologie égale, leur amplitude est fonction du pendage des couches (Fig. 82c,d).

La sensibilité à la lithologie est donc liée à la puissance des rivières péri-glaciaires 200 knickpoints ont été répertoriés sur les cartes topographiques au 1 : 25 000 couvrant les ADM puis géoréférencés sous Arcview (Fig. 83). Bien que non exhaustif, ce recensement vise à déterminer, pour chaque formation, l'aire drainée au-delà de laquelle les rivières deviennent insensibles à la lithologie du substrat rocheux. Les segments le long desquels les rivières traversent ces mêmes formations sans exprimer de knickpoints ont également été inclus dans le comptage.

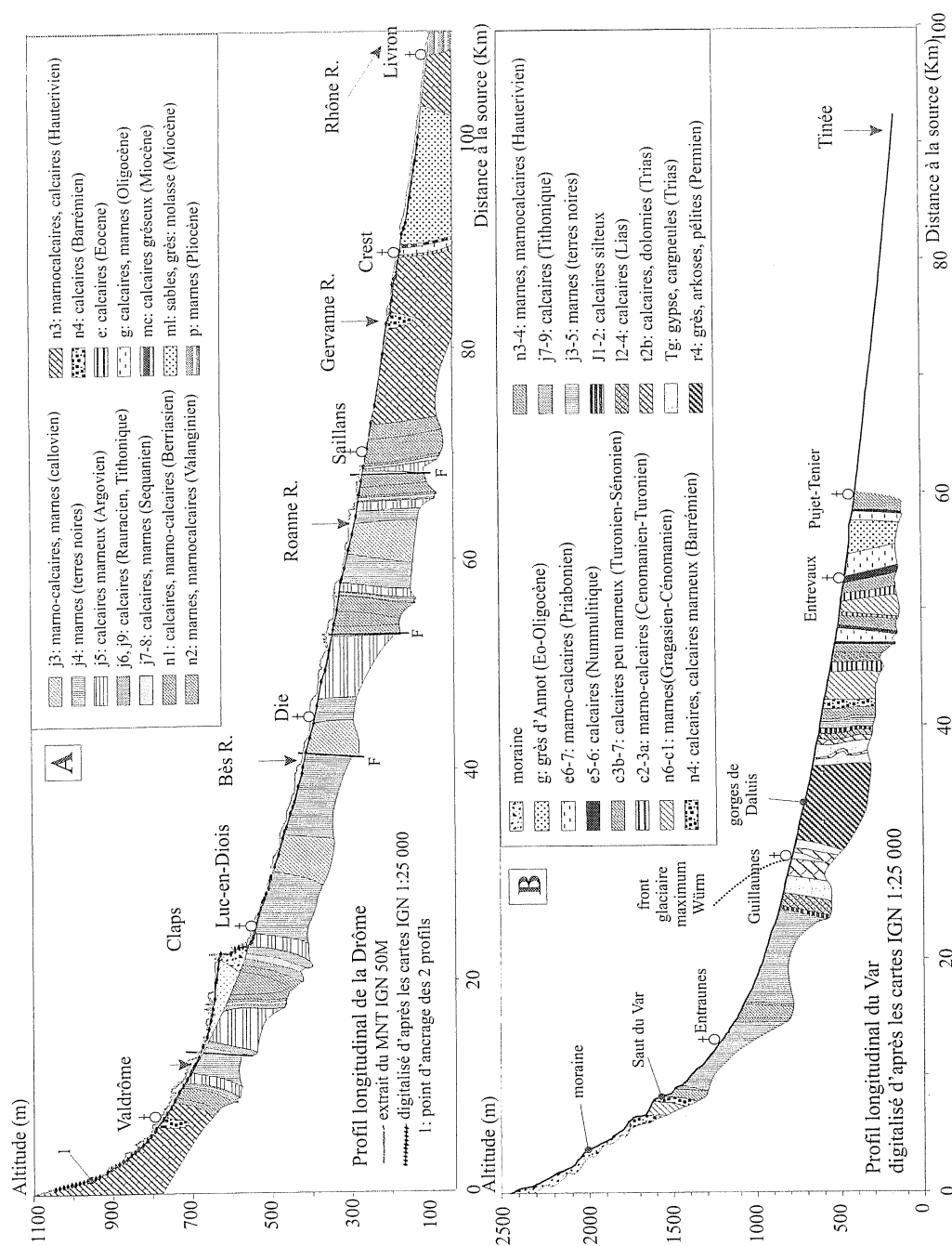


FIGURE 79– Influence de la lithologie sur les profils longitudinaux d'une rivière proglaciaire et d'une rivière péglaciaire. Exemples de la Drôme et du Var.

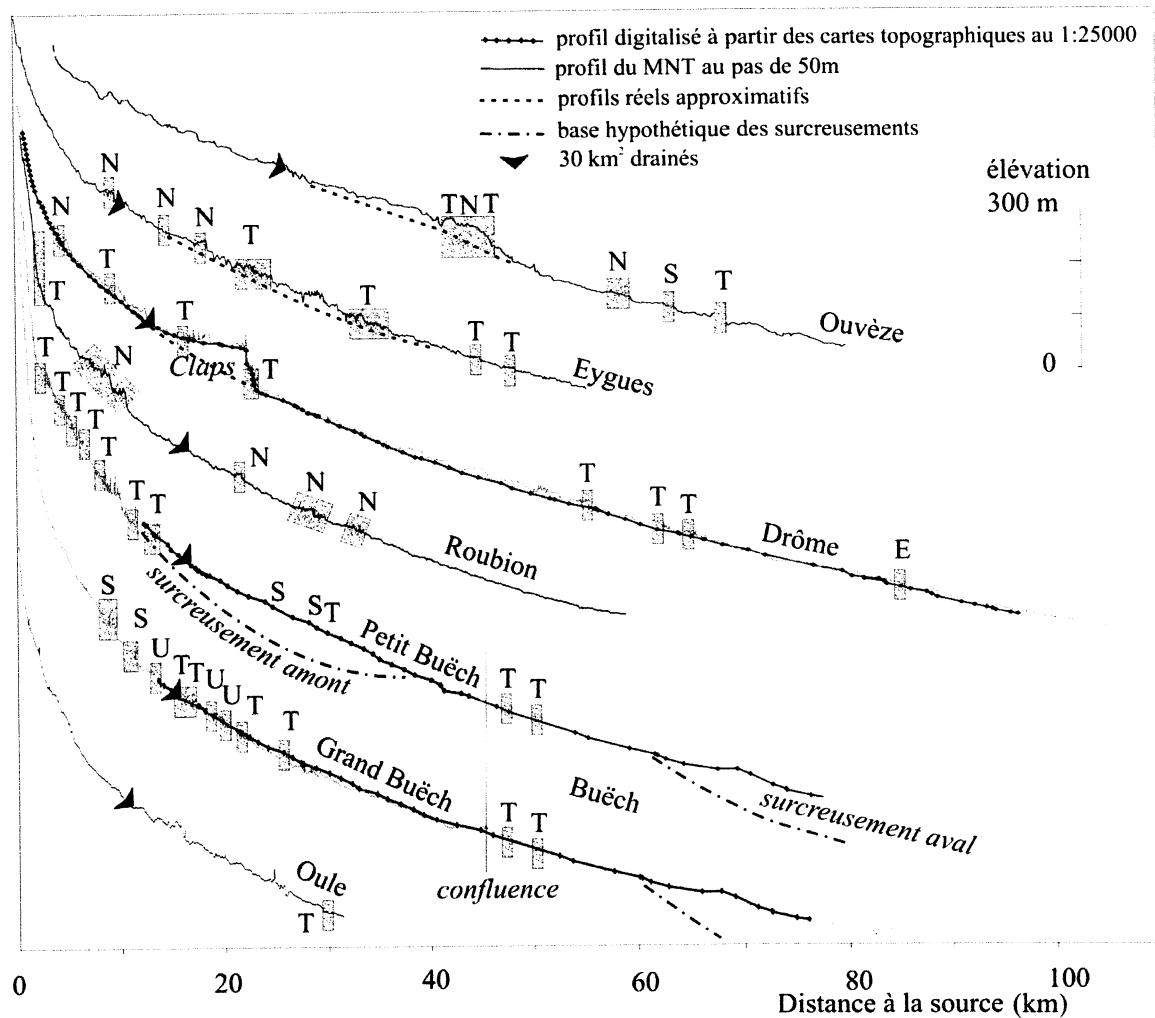


FIGURE 80— Profils longitudinaux caractéristiques de grandes rivières périglaciaires des ADM.
Lithologies résistantes traversées : T : Tithonique. N : Barrémien de faciès vocontien. U : Barrémien de faciès Urgonien. S : Sénonien.

La position des knickpoints est directement géoréférencée dans Arcview (thème de points). La lithologie du substratum rocheux au droit du knickpoint, en aval et en amont, est déterminée d'après les cartes géologiques et reportée manuellement dans la table attributaire du thème des knickpoints.

Un premier programme en Avenue, conçu par moi-même pour la circonstance, permet de repositionner de façon semi-automatique les points exactement à l'aplomb des drains extraits du MNT. Ce programme utilise une requête de snapping des points sur le réseau hydrographique.

Afin que les points ne soient pas déplacés sur des vertex trop éloignés, le réseau est rééchantillonné préalablement sous forme de points au pas de 50 mètres, c'est à dire avec une précision égale à celle du MNT, puis transcrit de nouveau en segments.

Un second programme permet de reporter dans la table attributaire de chacun des knickpoints la valeur de l'aire drainée des cellules de la grille d'accumulation des écoulements extraites à l'emplacement des points. La table attributaire est alors exportée et récupérée sous Excel. Les résultats de cette opération sont reportés sur la figure 84.

Seules sont représentées les aires drainées de moins de 50 km², aucun knickpoint n'apparaissant pour des valeurs supérieures. Les limites supérieures d'apparition des knickpoints et de première apparition des cluses (gorges) sans knickpoints ne sont pas juxtaposées, ce qui s'explique par l'influence de facteurs autres que l'érosivité des cours d'eau (fracturation particulière de la roche, ensevelissement du site, etc.).

En dépit de ces complications, il ressort une influence notable de la lithologie sur la formation des knickpoints. Il apparaît clairement que :

- les calcaires et marno-calcaires de l'Hauterivien (Fig. 81, Table 31) ne peuvent avoir d'influence que sur des ruisseaux de très petite taille, ne drainant pas plus de 8 km². Toutes les formations d'érodibilité supérieure, telles que les marno-calcaires du Valanginien, les Terres Noires callovo-oxfordiennes et les Marnes Bleues albiennes n'occasionnent jamais la formation de knickpoints sur les profils en long, sinon dans les parties les plus hautes du réseau hydrographique, là où les mécanismes d'érosion dominants ne dépendent pas de l'aire drainée.

- les formations calcaires présentent une érodibilité variable. Les calcaires du Sénonien (CSI, CCA, CCS), génèrent des knickpoints lithogéniques en dessous de 10-15 km² drainés. Les calcaires barrémo-bédouliens de faciès urgonien franc s'expriment jusqu'à 15 km² drainés, les calcaires de la barre rauracienne jusqu'à 7-10 km². C'est la barre tithonique, pourtant mince (40-80m de puissance) par rapport aux calcaires urgoniens et sénoniens, qui résiste le mieux, puisque qu'elle génère des knickpoints lithogéniques jusqu'à 45 km² drainés.

- la règle souffre des exceptions plus ou moins nombreuses, suivant la lithologie considérée. Ces exceptions résultent, d'après quelques investigations sommaires, de conditions de fracturation et de pendage particulièrement favorables ou défavorables à l'érosion, de variation latérales

de faciès marquées (tithonique et barrémo-bédoulien notamment), et de caractéristiques locales de l'alluvionnement (encombrement du lit, cf. §. 4.3 ; Fig.81).

Le seuil maximal d'occurrence des knickpoints sur une rivière est donc fixé par le Tithonique. Au delà de 30-35 km², il est très peu probable d'observer un knickpoint lithogénique.

Cette valeur seuil est reportée sur les profils en long des grandes rivières péri-glaciaires prises en exemples (Fig. 80).-

1.5– Fluctuations de la bande de divagation

A cette insensibilité des profils en long des rivières rocheuses péri-glaciaires s'oppose une très grande variabilité de leur bande de divagation.

1.5.1– Définition et délimitation pratique de la bande de divagation

La bande de divagation est la surface sur laquelle le ou les lits mineurs d'une rivière, ou bande active, se déplace latéralement au cours du temps. Le substrat rocheux n'est pas visible en général, le lit mineur étant pavé d'alluvions grossières, mais il est mis à nu et attaqué par des éléments de la charge de fond pendant les crues. Le lit mineur divague au cours du temps sur sa plaine, assurant une attaque homogène de la surface rocheuse en tout point de la bande de divagation.

La plaine alluviale (*valley flat*), est une pellicule sédimentaire de quelques mètres, composées d'alluvions grossières abandonnées sur la plate-forme rocheuse par le lit mineur, au gré de ses divagations. Elle est éventuellement recouverte de limons d'inondation [Reineck et Singh, 1973]. La bande de divagation se présente donc structurellement comme une plate-forme produite par le nivellement du substratum rocheux (*valley floor*), recouverte par une pellicule de sédiments fluviaux. Morphologiquement, c'est une plaine limitée par des bords nets au contact avec les versants.

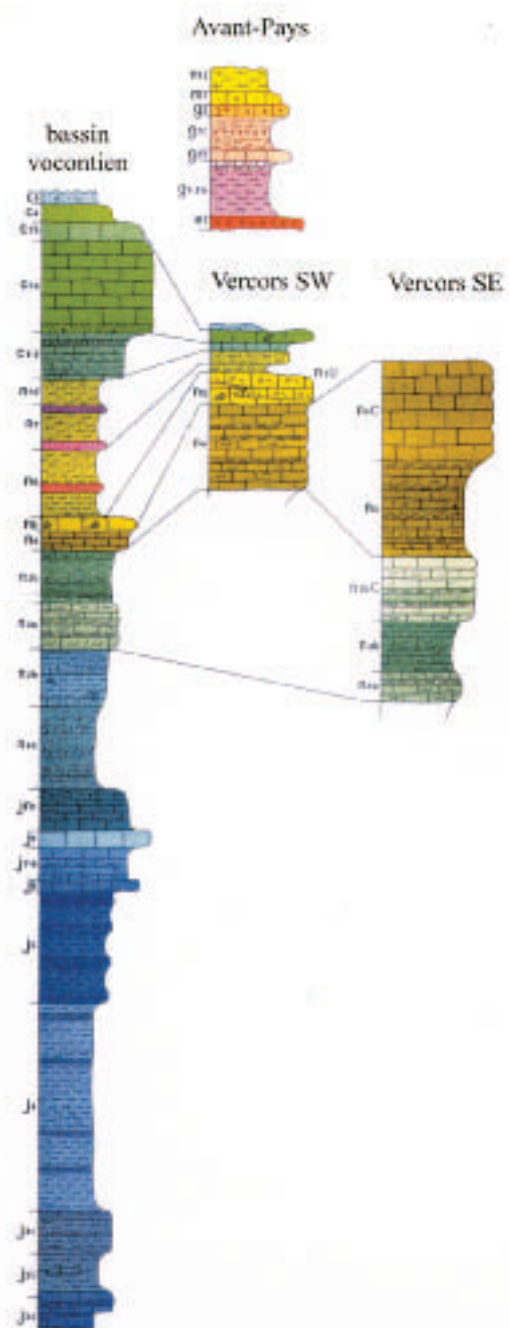


FIGURE 81– Colonne stratigraphique de la couverture méso-cénozoïque à l'affleurement dans la zone périglaciaire des Alpes du Dauphiné Méridional. Extrait de la carte géologique au 1 : 50 000 BRGM de Die. Signification des abréviations stratigraphiques : cf. Table 31.

indice	étage	Equivalent nomenclature internationale	lithologie
m2ab1	Helvétien-Tortonien inférieur		molasse : sables, grès
m1b	Burdigalien		calcaires gréseux
g2M	Stampien		marnes rouges
g2P	Stampien		poudingue
e6-e7	Priabonien		calcaires, marnes
c7	Maestrichtien		calcaires lités siliceux
c6	Campanien		calcaires lités argileux
c3	Turonien		calcaires lithographiques
c3-4G	Turonien		calcaires gréseux conglomératiques
c1-2	Cénomani		marnes et calcaires argileux
n6-7	Gargasien-Albien	Aptien-Albien	marnes à bancs gréseux
n5	Bédoulien	Barrémien supérieur	Calcaires récifaux (urgonien)
			Calcaires bioclastiques
n4	Barrémien		Calcaires et marnocalcaires s
			Calcaires bioclastiques
n3	Hauterivien		Calcaires marneux
n2	Valanginien		calcaires et marnes
n1	Berriasien		marnes et marno-calcaires
j9	Tithonique	Kimmeridgien-Portlandien	calcaires, calcaires marneux
j7-8	Séquanien	Oxfordien-Kimmeridgien	calcaire en gros bancs
j6	Rauracien	Oxfordien	calcaires et marno-calcaires
j5	Argovien	Oxfordien	calcaire en gros bancs
j4	Callovien-Oxfordien		marnes, calcaires
j3c	Callovien moyen		marnes (Terres Noires)
j3b	Callovien inférieur		marnes à faisceaux calcaires
j3a	Callovien basal		marnes
j2b	Bathonien supérieur		marnes à bancs calcaires
j2a	Bathonien inférieur		marnes à bancs calcaires
			marnes

TABLE 31– Correspondances stratigraphiques entre les abréviations des cartes géologiques et les dénominations locales et internationales des étages géologiques présents dans les ADM.

Les fluctuations mineures de l'hydrodynamisme fluvial se traduisent par la constitution de stocks sédimentaires transitoires çà et là sur le plancher rocheux, sous forme de basses terrasses. La bande de divagation se présente morphologiquement comme une zone plane, plus ou moins encombrée de cônes de déjection et de basses terrasses de faible élévation.

Ses bordures sont généralement assez bien identifiables : elles sont courbes et ondulent avec une amplitude plus large que les sinuosités du lit mineur.

La limite entre les versants et le plancher rocheux de la bande de divagation perd de sa netteté lorsqu'elle est recouverte par des apports de versants. L'inspection des cartes topographiques et géologiques menée conjointement aux observations de terrain montre clairement que la lithologie est le premier facteur de contrôle de la largeur de la bande de divagation.

Afin d'en préciser quantitativement les effets, la largeur de la bande de divagation a été mesurée sur 3200 sites le long des rivières des ADM.

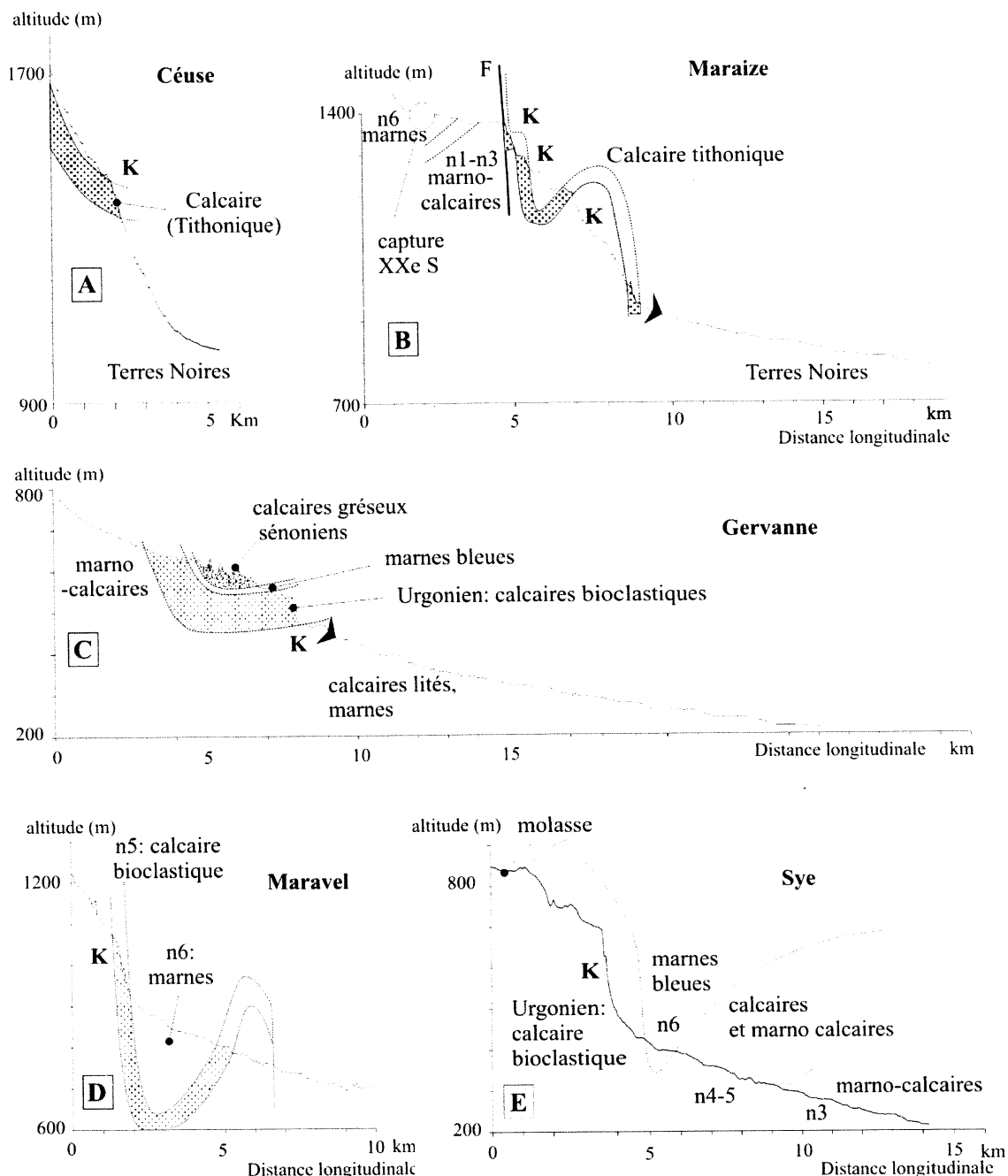


FIGURE 82— Profils longitudinaux de rivières périglaciaires à knickpoints lithogéniques. En V : 20 km² drainés

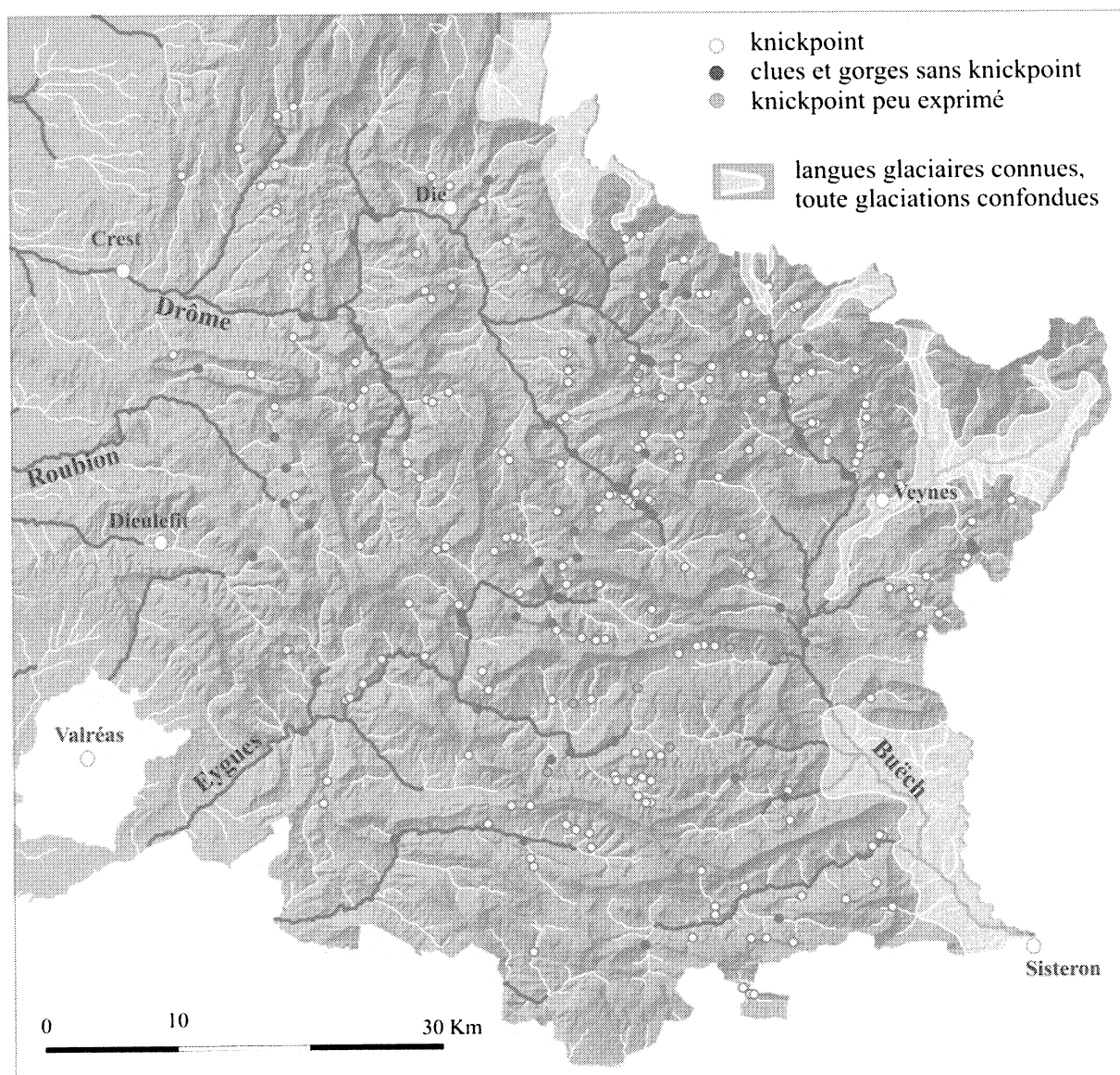


FIGURE 83— Localisation des knickpoints lithogéniques étudiés le long des rivières périglaciaires des ADM.

Réseau hydrographique : drains en blanc au delà de 2.5 km² drainés et en noir au delà de 38 km² drainés : ces derniers ne présentent plus de knickpoints au passage du Tithonique.

Les mesures ont été géoréférencées à l'aide du digitaliseur à bras X-PLAN 360 iR, et la largeur, entrée manuellement. Ces données sont importées sous Arcview et superposées au réseau hydrographique du MNT suivant la même procédure que celle appliquée à la rectification des knickpoints.

Là où cette largeur est mesurable en continu le long d'une rivière, le pas de mesure est fixé à 100-150 mètres. La largeur n'est pas mesurable au niveau des confluences. Sont éliminés également les sites où la bande de divagation est recouverte d'une épaisseur de sédiments importante : la base des versants étant alors enfouie sous les alluvions, la largeur de la plate-forme d'abrasion est surestimée. Les indices d'une couverture alluviale épaisse sont de natures diverses : cônes de déjection, incisions profondes dans la nappe alluviale, glissements de terrain, cônes et glacis alluviaux en tête de vallée, etc.

Sont exclues également les zones de transition entre deux formations lithologiques où se manifestent des effets de bords.

La lithologie joue un rôle important dans la qualité de la mesure : les formations très marneuses (Terres Noires, j2-4 et Marnes Bleues, n6) ne sont pas idéales : les bandes de divagation y sont très larges, et les versants sujets à des glissements de terrain nombreux. Une fois qu'une rivière a sapé à la base d'un versant marneux l'encoche qui constitue la limite de sa bande de divagation, les processus de versant dégradent rapidement cette limite en la recouvrant de produits d'effondrement et d'érosion.

S'ajoute à cet effet de dégradation locale le développement de cônes de déjection. La rivière qui divague au sein de la plaine de divagation est le niveau de base des ruisseaux qui drainent les versants. Lorsqu'une rivière s'éloigne de la bordure de sa plaine de divagation, les profils en

long des affluents s'allongent sans que leur niveau de base ne s'abaisse. Il s'ensuit une aggradation basale des cours affluents qui se manifeste par le développement de cônes de déjection sur la bande active.

Cônes de déjection torrentiels, coulées boueuses et glissements en masse, tous concourent à effacer très rapidement la limite de la bande de divagation en zone marneuse, et ce avec d'autant plus d'efficacité que la bande de divagation est large et que la fréquence de retour d'une rivière sur la bordure est faible.

A l'opposé, les versants des formations résistantes ne se dégradent pas, et la rivière enlève fréquemment les dépôts qui s'accumulent à leur base. La bande de divagation se réduit parfois à un lit mineur étroit. Ces rétrécissements sont très spectaculaires au passage des calcaires tithoniques, des calcaires urgoniens, et de certains calcaires turoniens et sénoniens (Fig. 81 ; Table 31). La qualité de la mesure de la largeur est limitée par la précision des cartes : la largeur de ces gorges n'excède pas quelques dizaines de mètres et l'erreur de mesure évaluée à ± 10 m.

Les formations les plus favorables à la mesure de la bande de divagation sont les ensembles marno-calcaires du Valanginien (n2), de l'Hauterivien (n3) et du Barrémien (n4) : les bandes de divagation y sont larges, et les bases de versant très stables.

1.5.2. Influence des changements de lithologie sur la largeur de la bande de divagation

Les mesures montrent que la largeur de la bande de divagation varie de façon spectaculaire, le long d'une rivière, en fonction de la lithologie traversée. La Drôme est particulièrement typique à cet égard (Fig. 85). Le long d'une même rivière, les changements de largeur suivent une logique systématique de rétrécissement en passant d'une formation tendre à une formation résistante, et d'élargissement dans le cas inverse (Fig. 86).

Au sein d'une même formation cependant, la largeur fluctue aussi, et ce plus ou moins largement d'ailleurs, selon la lithologie. A cet effet lithologique se surimpose une tendance plus générale à l'augmentation de la largeur avec l'aire drainée.

En conclusion, on peut retenir que les formes d'érosion produites par une rivière, quelles qu'elles soient, portent une information sur l'érosivité de la rivière et l'érodibilité de son substrat rocheux.

Il apparaît ici que le profil en long accommode l'érosion du substrat rocheux dans deux cas au moins : 1° : là où les rivières incisent rapidement, c'est le cas du Drac, rivière puissante le long de laquelle apparaissent des knickpoints lithogéniques (cf. Ch. 5.2.5).

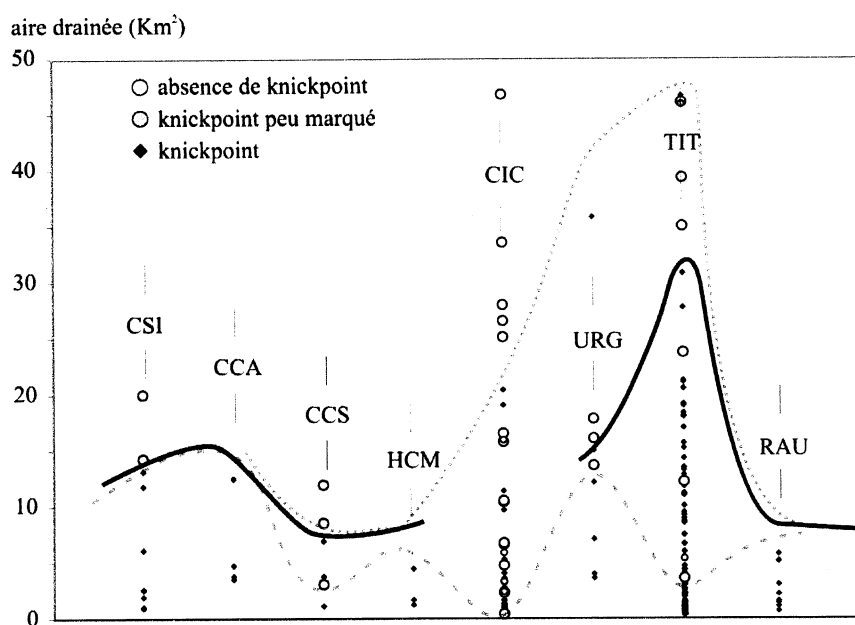


FIGURE 84— Domaine d'existence des knickpoints en fonction de la lithologie et de l'aire drainée. CSI : calcaires du Crétacé Supérieur, indifférenciés. CCA : calcaires campagniens "argileux" du Beauchaine et du Dévoluy. CCS : calcaires campagniens "siliceux" du Beauchaine et du Dévoluy. HCM : bancs calcaires de l'Hauterivien. CIC : calcaires barrémo-aptiens indifférenciés. URG : calcaires barrémo-aptiens de faciès urgonien. TIT : calcaires tithoniques. RAU : calcaires rauraciens. Trait continu : seuil médian de disparition des knickpoints ; trait discontinu : limite inférieure d'existence des clues sans knickpoints associés ; trait pointillé : limite supérieure d'apparition des knickpoints.

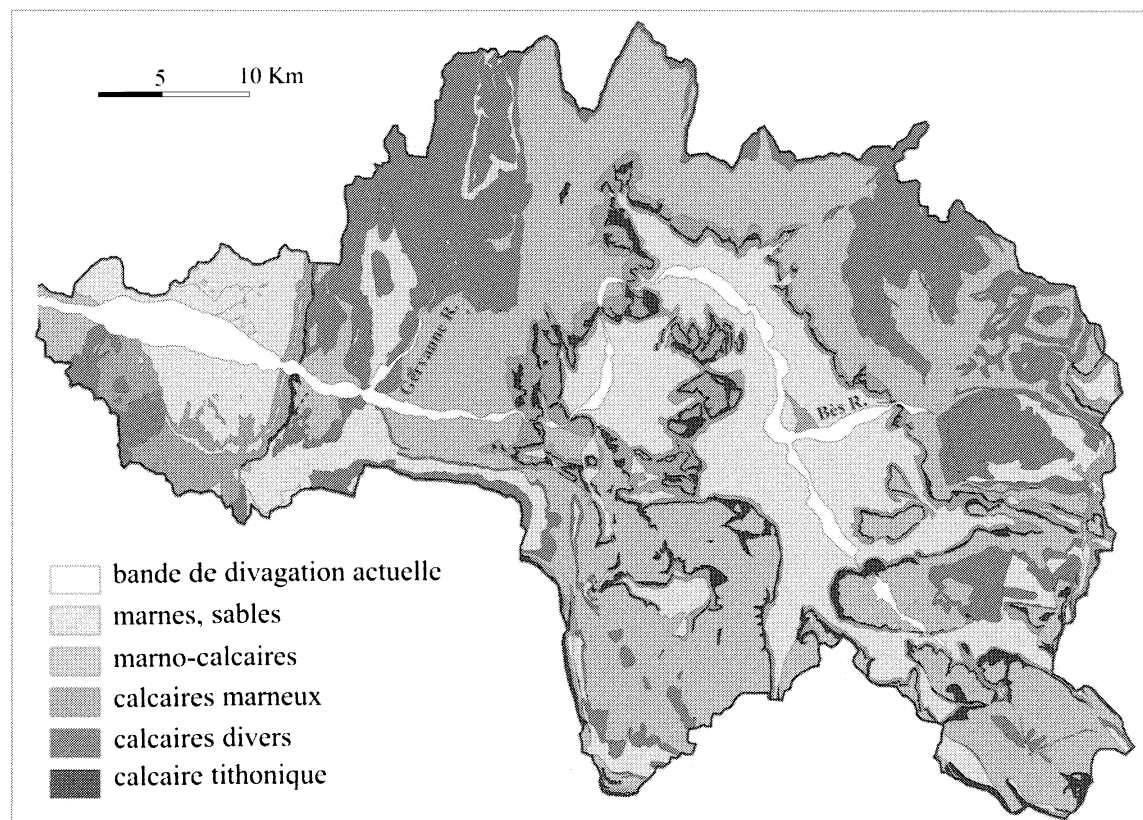


FIGURE 85– Carte de la bande de divagation actuelle de la vallée de la Drôme et de ses affluents les plus larges.

2° : à vitesse d'incision plus faible, quand la rivière est peu puissante, ce qui est le cas des drains mineurs des Baronnies qui présentent eux aussi des knickpoints lithogéniques. Il semble donc que le rapport de la puissance érosive sur la vitesse d'incision joue un rôle majeur, et qu'au-delà d'une valeur-seuil, les différences d'énergie soient accommodées par la formation d'une bande de divagation dont les changements de largeur se substituent aux changements de pente du profil en long.

Il est donc probable que le forçage tectonique qui s'exerce dans les modèles classiques sur le profil en long voie lui aussi ses effets accommodés par des changements de largeur de la bande de divagation le long des rivières des ADM.

Le modèle présenté maintenant vise à d'expliquer comment s'opère la permutation d'une accommodation par changement de pente à une accommodation par changement de largeur de la bande de divagation.

2– UN MODÈLE CONCEPTUEL SYNTHÉTIQUE POUR LES MORPHOLOGIES FLUVIATILES DANS LES ADM

2.1– Les profils en long sont des profils d'équilibre μ

Les profils longitudinaux des rivières des ADM présentent une concavité régulière semblable à celle des profils d'équilibres de rivières alluviales, alors qu'elles traversent des lithologies extrêmement contrastées (Fig. 79, 80 et 88).

Ces observations tendent à montrer que les profils de ces rivières sont simplement adaptés au transport de la charge sédimentaire. La continuité des profils en long intra-glaciaires et péri-glaciaires du Buëch en apporte une confirmation évidente. Le profil et l'épaisseur de la nappe alluviale du Buëch ont pu être reconstitués à l'aide des relevés de sondage obtenus à la banque de données du sous-sol du BRGM de la région Provence-Alpes-Côte d'Azur (Fig. 87).

Couplés aux observations de terrain, ils démontrent l'existence de deux zones de surcreusement du substrat rocheux, à l'amont du Petit Buëch et à l'aval du Buëch, au droit des segments de vallée occupés par les glaciers une ou deux fois de suite pendant la dernière glaciation (cf. Ch. 5.1). Entre ces segments, l'épaisseur de la nappe alluviale le long du segment péri-glaciaire est faible, de l'ordre de celles des bandes de divagation des rivières strictement péri-glaciaires. Le Buëch, tout en incisant, ouvre donc actuellement une bande de divagation aux dépens du substrat rocheux en zone péri-glaciaire, et aux dépens des comblements fluviolacustres des anciens surcreusements en zone intra-glaciaire.

D'autres cas de parallélisme entre profils d'incision en zone rocheuse et profils alluviaux ont déjà été signalés : parallélisme du cours actuel interglaciaire du Buëch et des surfaces de comblement des niveaux T2 et T3 (Fig. 87, et cf. Ch. 5.3.1) ; parallélisme des segments inter-knickpoints du Drac et des profils de comblement des paléovallées A2 et A3 (cf. Ch. 5.2.6). D'autres arguments concernant l'effet de la charge seront développés plus loin (§ 6.3.3).

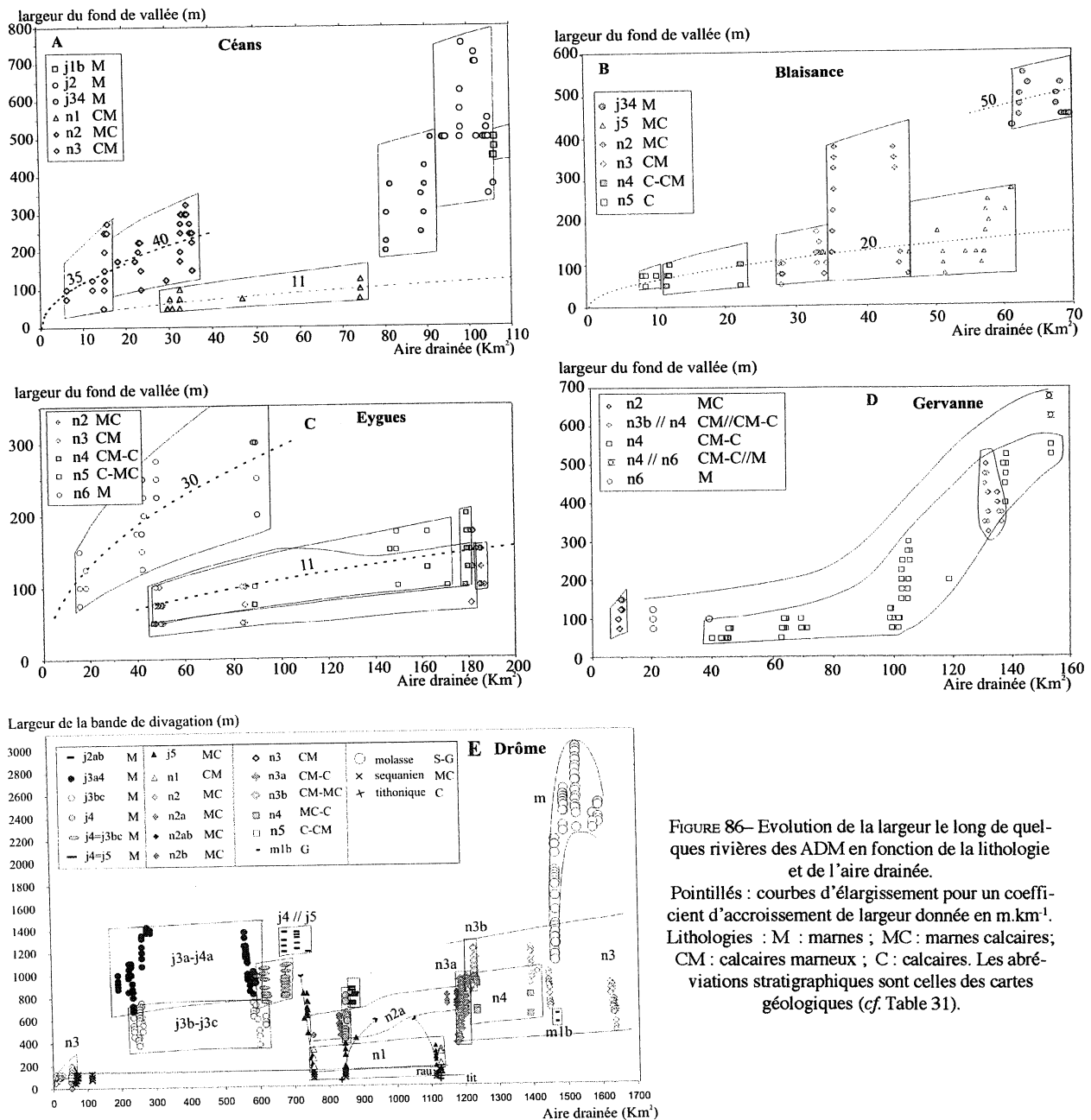


FIGURE 86— Evolution de la largeur le long de quelques rivières des ADM en fonction de la lithologie et de l'aire drainée.

Pointillés : courbes d'élargissement pour un coefficient d'accroissement de largeur donnée en km^{-1} .
Lithologies : M : marnes ; MC : marnes calcaires ; CM : calcaires marneux ; C : calcaires. Les abréviations stratigraphiques sont celles des cartes géologiques (cf. Table 31).

Les profils sont donc adaptés au seul transport de la charge, et pourtant les rivières des ADM incisent constamment leur substrat rocheux, comme en témoignent les nombreuses terrasses de la Drôme et du Buëch (cf. Ch. 3.3, 5.3 et 5.4).

La principale différence entre les rivières à substrat rocheux qui s'adaptent à la lithologie en ajustant la pente de leur profil en long et les rivières régulières des ADM, c'est l'importance de l'incision par rapport à la puissance de la rivière : le Drac est une rivière puissante mais qui incise très rapidement son substrat rocheux ; les petites rivières des ADM n'incisent pas rapidement, mais ont un pouvoir érosif très limité. C'est en considérant quels changements induit dans les faits l'évolution de ce rapport que l'on peut trouver l'explication.

Son profil présente une concavité régulière, quel que soit le substrat sur lequel il s'écoule, et la pente d'attaque du substrat est égale à la pente de remobilisation des alluvions.

2.2— Conversion des changements de pente en changements de largeur de la bande de divagation

La quantité d'alluvions transportées par rapport à la puissance de la rivière joue un rôle important dans le contrôle de la vitesse d'incision [Sklar et Dietrich, 1998 ; Pazzaglia *et al.*, 1998 ; Sklar et Dietrich, 2001]. Les clastes constituant la charge de fond assurent l'érosion du substrat rocheux. Si la charge de fond est abondante, les chocs entre le substrat et les clastes sont nombreux et l'érosion est forte. A charge moindre, les chocs doivent être plus énergétiques, l'écoulement plus rapide, et la pente plus forte pour parvenir au même résultat. La quantité d'alluvions transportées, et plus particulièrement la fraction correspondant à la charge de fond, est donc susceptible de moduler la pente de rivières dont la charge est inférieure à la capacité de transport (*detachment limited rivers*). Inversement, si la charge devient très abondante, une couche continue d'alluvions recouvre le bedrock,

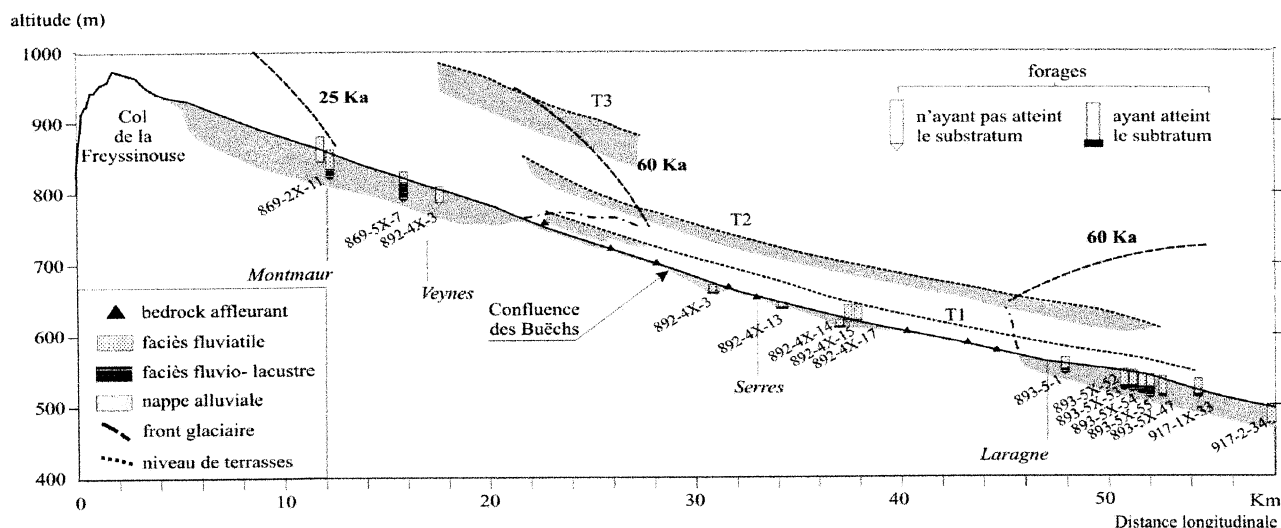


FIGURE 87— Profil longitudinal de la nappe alluviale située sous les cours du Petit Buëch et du Buëch aval, d'après des observations de surface complétées par des données de forages de la banque de données du sous sol du B.R.G.M.- région P.A.C.A.

l'érosion diminue [Sklar et Dietrich, 2001], et l'essentiel de la puissance de la rivière est consommé par le transport de cette charge (*transport limited rivers*). En principe, donc, lorsque le substrat est complètement recouvert, il n'y a plus d'érosion. A ce stade, la rivière se contente de transmettre sa charge vers l'aval et devient une rivière alluviale.

En fait, à long terme, le transport de la charge implique nécessairement une érosion du substrat : si la couche d'alluvions qui recouvre le substrat n'est pas renouvelée, elle est érodée et révèle le substrat, si elle se renouvelle, elle érode elle-même le substrat. S'il n'y pas aggradation, il y a nécessairement érosion.

Par ailleurs, les éventuels excès de charge ne peuvent pas, à l'inverse du manque de charge, être compensés par une augmentation significative de la pente, la pente critique de mise en mouvement de la charge étant égale quelle que soit la quantité de charge, à granulométrie égale.

Dans ces deux cas, la pente du profil en long ne permet pas d'adapter de façon indépendante la rivière à ses deux principales fonctions : l'incision à l'équilibre du substrat rocheux et le transfert de la charge sédimentaire.

Considérons que l'on diminue, à l'équilibre dynamique, la vitesse de surrection et donc la vitesse d'incision d'une rivière adaptée, en tout point de son cours, au transport de sa charge et à l'attaque de son substrat rocheux (c'est à dire une rivière à l'équilibre dynamique). A érosivité constante en n'importe quel point de la rivière, la pente du profil en long est fonction de l'érodibilité du substrat et de sa vitesse d'incision. De ce fait, une diminution de la vitesse d'incision se traduit par le rabattement des pentes d'équilibre spécifiques de chaque lithologie (Fig. 89a). La granulométrie de la charge de fond ne dépendant que de la distance par-

courue par les clastes, la pente de mise en mouvement de la charge de fond devrait diminuer moins sensiblement que les pentes spécifiques lorsque diminue la vitesse d'incision, tout du moins tant que la distance de transport est le mécanisme dominant de diminution de la taille des clastes, dans la rivière comme sur les versants. En effet, pour une vitesse d'incision très basse et des processus de transports ralentis, les phénomènes de désagrégation mécanique, de dissolution et d'altération peuvent contribuer sensiblement à la diminution de taille des clastes.

La forme exacte de la courbe d'évolution de la pente de transport des sédiments en fonction de la vitesse d'incision n'est pas évidente de ce fait. J'ai choisi, sur le diagramme de la figure 89.a de lui donner une simple forme en puissance, avec une concavité inférieure à celle des courbes d'évolution des pentes spécifiques, mais sa forme est certainement plus complexe.

Si la pente nécessaire au transport de la charge diminue moins vite que la pente nécessaire à l'érosion du substrat rocheux pour une lithologie donnée, alors vient un moment où ces deux pentes se rejoignent (Fig.89a). Si la vitesse d'incision diminue encore, la pente de la rivière ne diminue plus, puisque le transport de la charge doit rester assuré. La rivière se recouvre alors d'une couche d'alluvion, mais sa mise en mouvement implique une vitesse d'érosion minimale du substrat rocheux.

A ce stade, la bande de divagation apparaît par augmentation du rapport érosion latérale / incision. Si la vitesse d'incision diminue encore, l'incision ne peut être réduite que si l'attaque du substrat est moins fréquente, et cela n'est possible que si la rivière divague. C'est alors que l'ensemble des forçages (érosivité, érodibilité du substrat, vitesse d'incision, sont accommodés par des variations de la largeur de la bande de divagation plutôt que par des variations de pente.

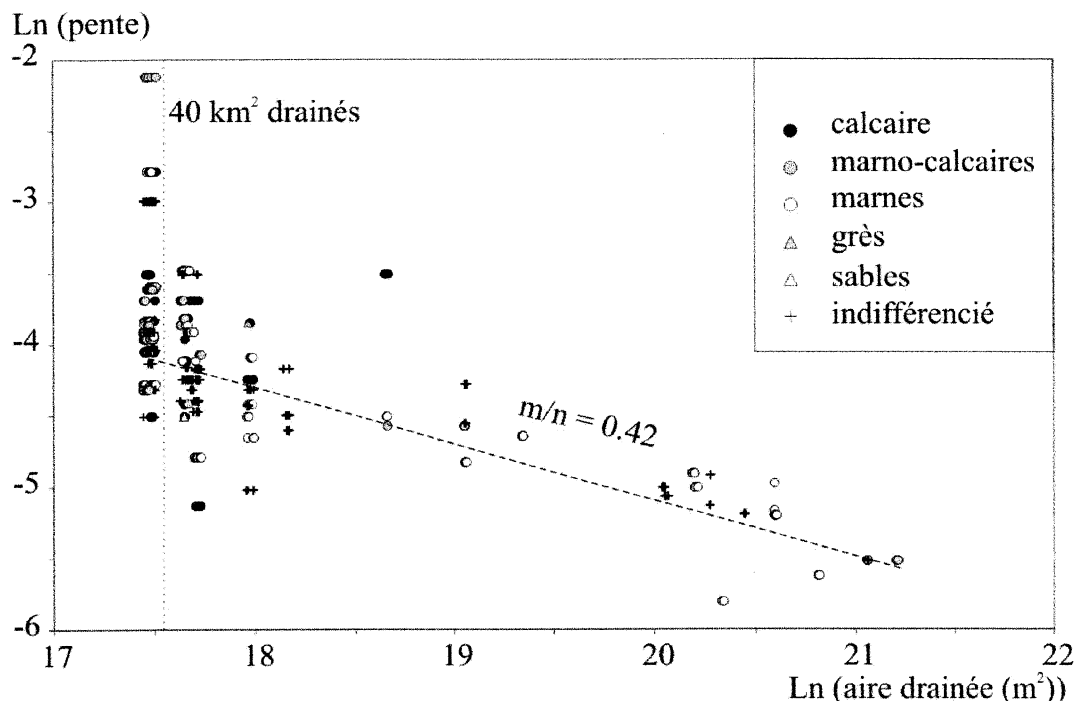


FIGURE 88– Influence de la lithologie sur la valeur des pentes. Diagramme AS de rivières des Baronnies : logarithme de la pente mesurée sur les cartes topographiques en fonction de l'aire drainée mesurée à partir du MNT.

Le rapport puissance de la rivière/vitesse d'incision peut aussi augmenter non pas en diminuant la vitesse d'incision, comme précédemment, mais en augmentant la puissance de la rivière (Fig. 89b). C'est de cette façon qu'un seul et même profil de rivière péri-glaciaire des ADM, sensible à la lithologie près de sa source, deviendrait indifférent à cette dernière quelques kilomètres drainés plus loin.

2.3– Vitesse d'incision et fréquence d'attaque du substrat rocheux

Si l'on admet, en première approximation, que la vitesse de divagation latérale du lit mineur sur la plaine de divagation est indépendante de la lithologie du substrat rocheux, alors la probabilité que le lit mineur soit à l'aplomb d'un point quelconque du substrat rocheux est d'autant plus faible que la plaine est large. En conséquence,

le substrat rocheux présent sous le lit mineur est moins souvent attaqué en terrain marneux, la plaine étant large, qu'en terrain calcaire. A une accommodation de la lithologie basée sur les changements de pente se substitue donc, en zone péri-glaciaire, une accommodation par fréquence d'attaque du substrat rocheux (Fig. 90).

La largeur de la bande de divagation est fonction du chenal d'écoulement alluvial. La largeur (W_{all}) du chenal alluvial est liée au débit (Q) par la relation :

$$W_{all} = k_{all} \cdot Q^{0.5} \text{ [Leopold et Maddock, 1957]} \quad (\text{eq.16})$$

Le débit (Q) est lui même lié à l'aire drainée par la relation eq. 14. Il en résulte que

$$W_{lm} = k_{lm} \cdot A^{0.3-0.4} \quad (\text{eq.17}) \quad \text{avec} \quad k_{lm} = k_q \cdot k_{all}$$

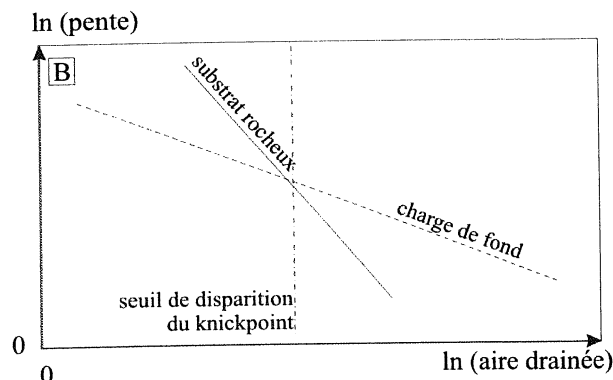
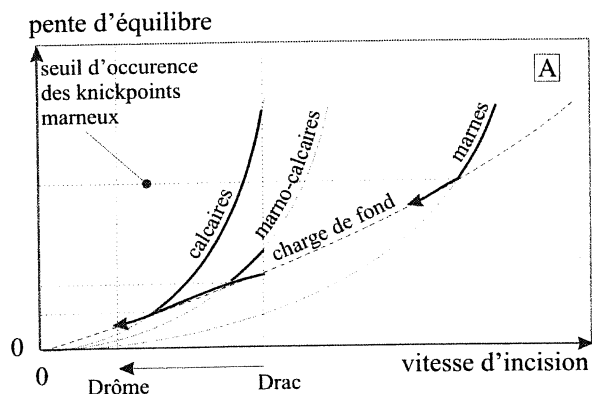


FIGURE 89– Modèle de contrôle des profils en long d'équilibre des rivières des ADM par la charge et la lithologie du bedrock. Substitution des pentes d'équilibre rocheuses par une pente commune de transport de la charge de fond par diminution du rapport de puissance de la rivière sur la vitesse d'incision.

A : par diminution de la vitesse d'incision. B : par augmentation de la puissance des rivières.

Toutes choses étant égales par ailleurs, vitesse d'incision comprise, la fréquence d'attaque du substrat rocheux (f) doit rester égale tout le long de la rivière pour une lithologie donnée. Elle dépend de la largeur du chenal alluvial et de la largeur de la bande de divagation W_{bd} :

$$f = \frac{W_{lm}}{W_{bd}} \quad (\text{eq.18})$$

Le long d'une rivière, la largeur de la bande de divagation croît donc en fonction de l'aire drainée dans les mêmes proportions que le chenal alluvial :

$$W_{bd} = k_{bd} \cdot A^{0.3-0.4} \quad (\text{eq.19}) \quad \text{avec } k_{bd} = k_{lm}/f$$

Le coefficient d'élargissement k_{bd} dépend :

- de la lithologie traversée : plus le bedrock sera résistant, moins le coefficient d'élargissement sera élevé
- de l'érosivité de la rivière : plus une rivière sera érosive, plus le coefficient d'élargissement sera élevé
- de la vitesse de surrection : plus la vitesse de surrection sera grande, moins le coefficient sera élevé

Les propriétés de ce coefficient seront testées et calibrées sur les rivières des ADM au paragraphe 6.3. L'effet de la lithologie, de la charge et du régime peuvent être observés séparément. Il n'en est pas de même de la vitesse de surrection, qui est précisément le paramètre dont la variation est inconnue dans le détail et que nous souhaitons mettre en évidence.

2.4- Rivières mixtes

Les rivières présentes sur notre zone d'étude ont un comportement mixte, fonction de la lithologie et de la puissance de la rivière : l'incision est suffisamment rapide le long du Drac pour que les lithologies les plus résistantes s'expriment par des changements de pente (knickpoints lithogéniques du Drac, cf. Ch 5.2.5). Cependant, des bandes de divagations étroites se développent dans les terrains marneux, et leurs profils sont parallèles aux profils de transport alluviaux (cf. Ch 5.3.6) en amont de knickpoints lithogéniques constituant des niveaux de base locaux (type 1, Fig. 91). Avant la mise en eau de la retenue hydroélectrique de Monteynard en 1957, le lit mineur du Drac n'occupait en moyenne que 1/3 du fond de la vallée de 100-200m de large dans les marnes schisteuses liasiques.

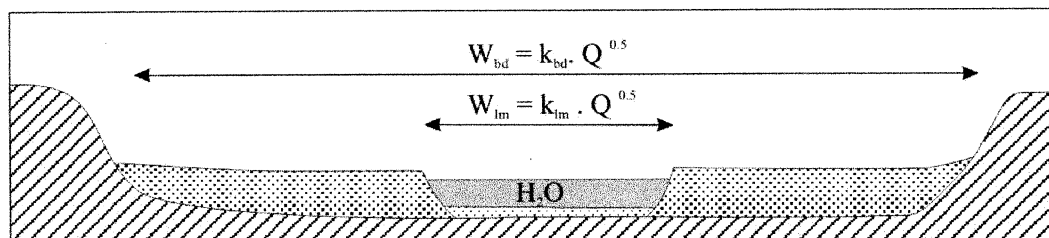


FIGURE 90- Modèle de contrôle de la largeur des bandes de divagation des rivières des ADM par la charge et la lithologie du bedrock. Léopold et Maddock [1957] ont établi que, le long d'une rivière, la largeur (W_{lm}) d'une rivière alluviale est fonction de la racine carrée du débit (Q). Si la fréquence de divagation du lit est homogène sur toute la largeur de la bande de divagation, alors la largeur de la bande de divagation W_{bd} est fonction de la racine carrée du débit (Q), pondérée par un coefficient d'élargissement k_{bd} fonction de la lithologie du substrat rocheux.

Sa largeur est donc fixée soit par la puissance spécifique délivrée dans le chenal d'écoulement lors de l'occupation du lit majeur à pleins bords [Montgomery *et al.*, 1996 ; Pazzaglia *et al.*, 1998], soit par la fréquence d'attaque du bedrock. Le Drac étant une rivière très puissante [crues de plus de 2100 m³.s⁻¹ à son exutoire, Blanchard, t II, 1935], on peut effectivement concevoir que son lit mineur puisse coïncider exceptionnellement avec la largeur de la bande de divagation en cas de crue exceptionnelle.

Cependant, lorsque le Drac a édifié le niveau Drac 7, la largeur de la bande de divagation était de 500-700m. Ce niveau était un niveau d'abrasion, développé au sein d'alluvions anciennes partiellement indurées et de marnes schisteuses liasiques, et son profil est parallèle au cours actuel.

Il est probable que le Drac n'a jamais alors occupé la totalité de la bande avec un hydrodynamisme susceptible de remobiliser partout la charge de fond. Les modèles de pondération de la *stream power law* par une variation de la largeur du chenal d'écoulement trouvent donc rapidement leurs limites dès que la bande de divagation s'élargit.

Le long des rivières péri-glaciaires, l'incision est plus lente, et les lithologies résistantes n'occasionnent plus que des resserrements ("clues") sans augmentation de pente, sauf aux racines du réseau hydrographique.

On peut définir un seuil de disparition des knickpoints vers l'aval pour chaque type lithologique traversé. Ce seuil est situé d'autant plus loin de la source que la roche est résistante (type 2, Fig. 91).

Ces seuils migrent en fonction de la vitesse d'incision (type 3, Fig. 91), et sont donc, comme la largeur de la bande de divagation, des indicateurs potentiels de surrection différentielle. Il existe une zone de transition où plaines de fond de vallée et gorges à knickpoints se succèdent (type 2, Fig. 91). Cette transition est bien visible dans les ADM.

3- CAPACITÉ DU MODÈLE À EXPLIQUER LE RELIEF OBSERVÉ

La zone d'étude retenue permet de tester la validité du modèle par la mesure de l'évolution des profils en long et de la largeur de la bande de divagation en fonction des principaux paramètres qui les contrôlent. Sont ainsi testées successivement : les différences de pente entre profils de rivières à incision rapide et profils de rivières à incision lente (§ 1), l'influence de la lithologie (§ 2), de la charge sédimentaire (§ 3) et du régime (§ 4) sur la largeur de la bande de divagation.

3.1- Comparaison des profils en long du Drac et des rivières péri-glaciaires

Le modèle proposé implique que les paramètres m et n de la stream power law reliant l'incision à l'aire drainée et à la pente locale n'ont pas la même valeur que ceux reliant le transport des alluvions à l'aire drainée et à la pente [Whipple et Tucker, 2002].

Comme le montre la figure 89b, à incision égale, le logarithme de la pente est lié au logarithme de l'aire drainée par une droite dont le coefficient directeur (m/n) est un indice de la concavité (diagramme AS) :

$$\text{Ln}(S) = k - (m/n) \cdot \text{Ln}(A) \quad (\text{eq.20})$$

Théoriquement, les effets de changements de lithologie ou de vitesses de surrection influent sur la valeur du coefficient k , mais pas directement sur l'indice de concavité [Goldrick, 1999 ; Whipple et Tucker, 1999]. Pourtant, on observe que ce coefficient varie beaucoup dans la nature, et les raisons à cela sont très variables [Pazzaglia *et al.*, 1998 ; Sklar et Dietrich, 1998 ; Stock et Montgomery, 1999].

D'après le modèle illustré par la figure 89a, le coefficient n (dépendance de la pente) est différent entre les profils à knickpoints lithogéniques et les profils de transport alluvial. Le coefficient m (dépendance de l'aire drainée) varie peut être aussi. Ce dernier est affecté en premier lieu par la relation aire drainée-débit. Il est donc modulé par la façon dont se répartissent spatialement et temporellement les précipitations sur le bassin versant, et par la transmission des flux hydriques à la rivière.

La validité du modèle illustré par la figure 89a peut être testée en reportant dans un diagramme AS les profils de quelques rivières péri-glaciaires comparées au profil du Drac (Fig. 92).

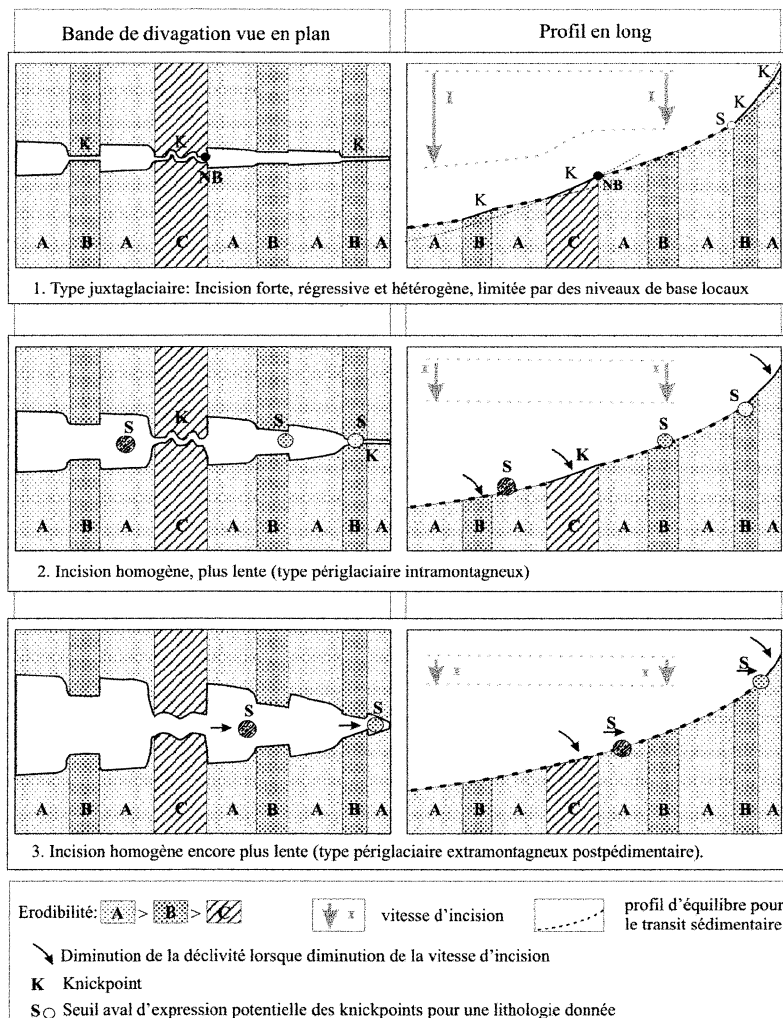


FIGURE 91- Modèle d'évolution de la morphologie fluviale en fonction de la vitesse d'incision.

Le Drac n'étant pas à l'équilibre et accidenté de nombreux knickpoints lithogéniques, on ne peut lui attribuer de droite de régression, contrairement aux rivières péri-glaciaires. On observe néanmoins que les pentes du Drac ont des valeurs significativement plus fortes que celles des rivières péri-glaciaires, à aire drainée égale, et que sa concavité est globalement plus élevée.

On sait cependant que le relief du bassin du Drac est beaucoup plus élevé que ceux des bassins péri-glaciaires étudiés (1487 m en moyenne, contre 1067 m et 786 m pour les bassins du Buëch et de la Drôme respectivement). Or les précipitations orographiques ont un effet important sur la concavité des profils de rivières [Pazzaglia *et al.*, 1998 ; Roe *et al.*, 2002].

La répartition actuelle des précipitations annuelles n'est peut être pas représentative de la répartition moyenne sur toute la période postglaciaire. Elle permet néanmoins de tester l'importance de l'effet orographique sur notre région. Une carte de précipitations a pu être dressée à partir des précipitations annuelles moyennes mesurées au niveau des

stations météorologiques des départements de l'Isère et de la Drôme (Fig. 93a) aimablement fournies par la bibliothèque de MétéoFrance. La répartition des précipitations sur quelques dizaines d'années apparaît très fortement corrélée au relief. Une régression sur les mesures des stations du Vercors a permis de définir le gradient de précipitation suivant (Fig. 93b) :

$$P = 0.65 z + 560 \text{ avec } r^2 = 0.74 \quad (\text{eq. 21})$$

Avec P : précipitations moyennes annuelles (mm) ; z : altitude (m) ; r^2 : coefficient de corrélation.

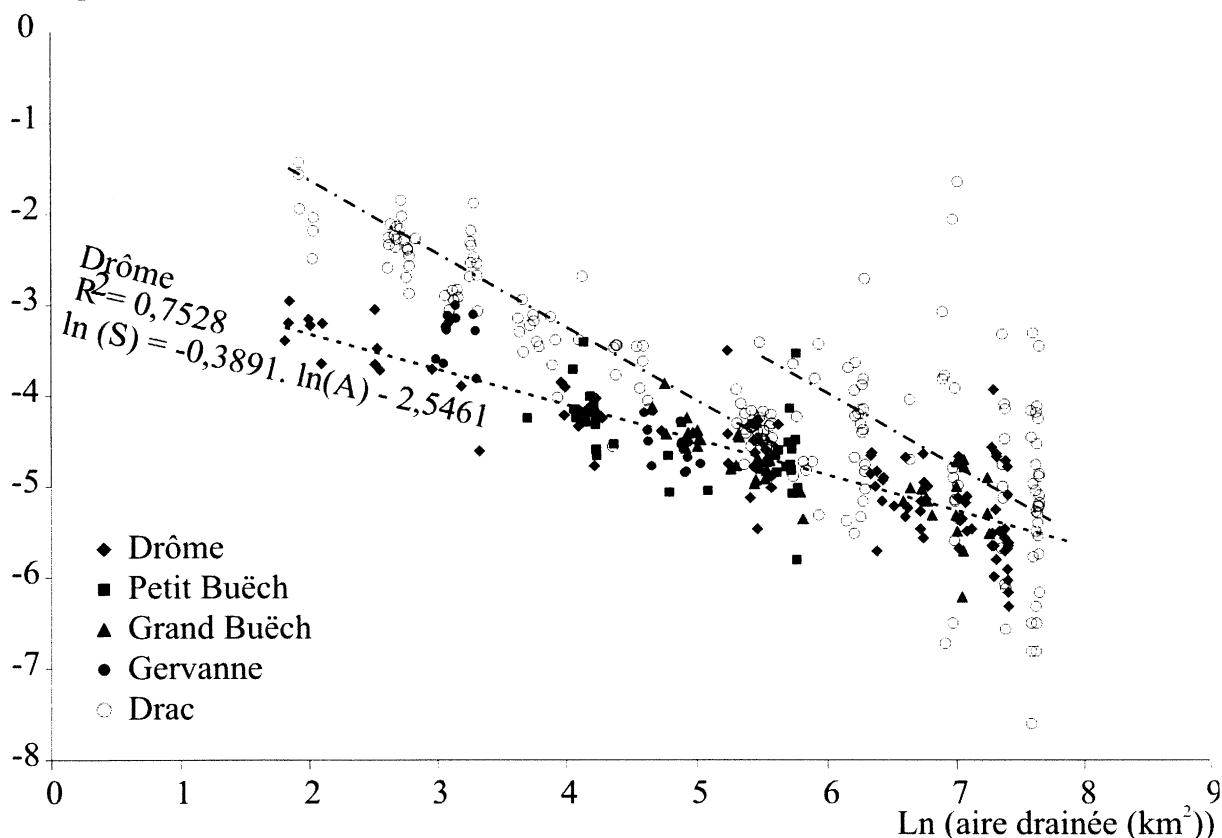
A partir de cette relation et des valeurs d'altitude du MNT (z_i), une grille de pondération de l'écoulement (P_i) a été construite.

$$P_i = \frac{0.65 Z_i + 560}{0.65 * 726 + 560} \quad (\text{eq. 22})$$

726 m étant l'altitude moyenne de la zone péri-glaciaire étudiée. Une grille d'écoulement cumulé pondéré de l'effet orographique est produite, considérant cette fois

Ln (pente)

FIGURE 92— Diagramme AS du Drac et de rivières péri-glaciaires des ADM.



que les cellules n'ont plus une valeur unitaire mais celles de la grille de pondération.

L'extraction de l'aire drainée pondérée aux points de mesure de la pente du Drac et de la Drôme permet de produire un diagramme AS pondéré de ces deux rivières (Fig. 94).

Ce traitement démontre que l'effet orographique n'est pas responsable de la différence de concavité entre le Drac et les rivières péri-glaciaires, et donc que les pentes du Drac, rivière en incision rapide, sont irrégulières et significativement supérieures à celles des rivières péri-

glaciaires, et que les pentes de ces dernières sont plus régulièrement groupées, autour de ce qui peut être un profil d'équilibre alluvial

3.2— Etalonnage de l'influence de la lithologie sur la bande de divagation

Des valeurs des coefficients d'élargissement sont recherchées pour quelques unes des lithologies les plus fréquemment traversées par les rivières péri-glaciaires des ADM (§ 2.1). La dispersion résiduelle constatée est en

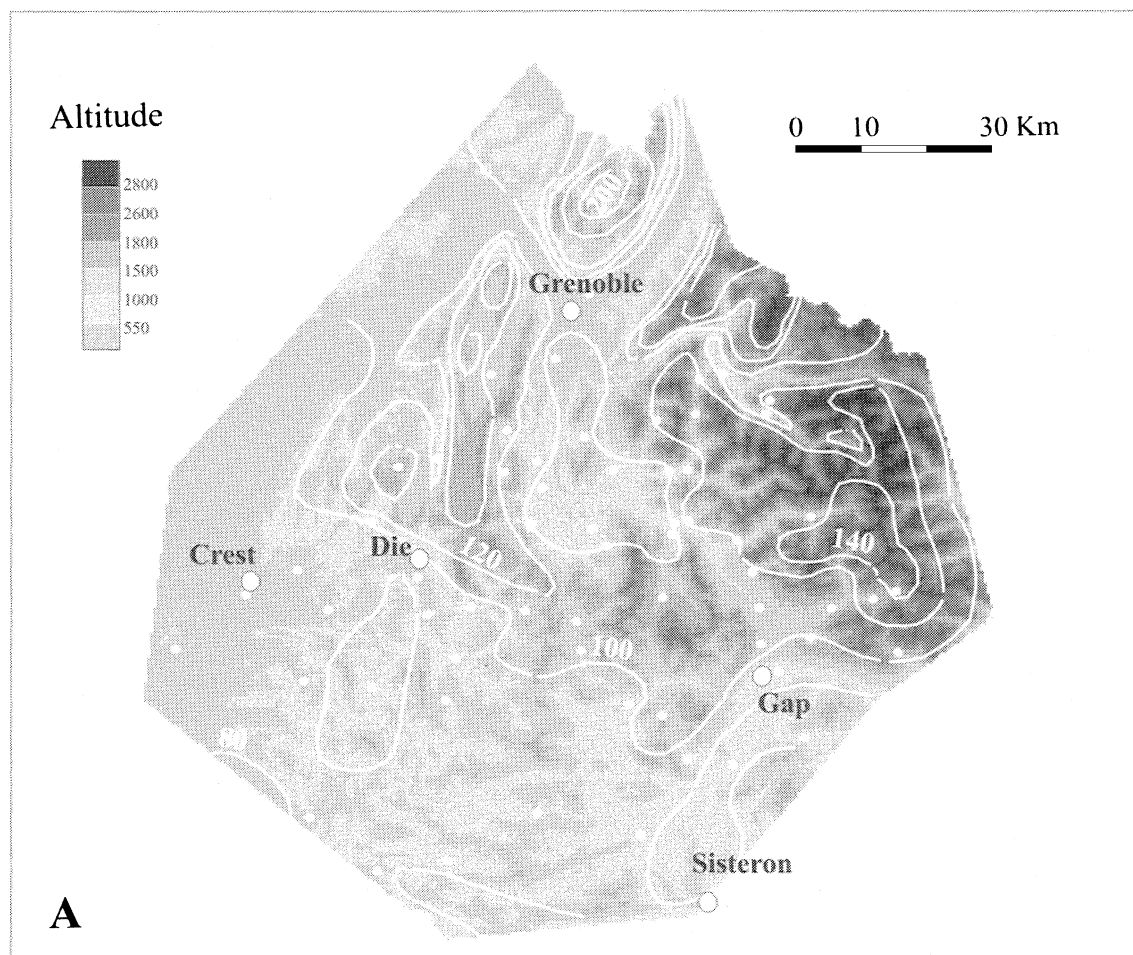


FIGURE 93– Relief et précipitations annuelles moyennes sur la zone dauphinoise.

A. Données pluviométriques gracieusement fournies par le service des archives de MétéoFrance. Points : stations de mesures. Equidistance des isohyètes : 200 mm.an⁻¹. Relief extrait des MNT-IGN à 50 m de la Drôme, de l'Isère et des Hautes Alpes, dégradés à 500 m.

B. Correction orographique : corrélation entre altitude et précipitations d'après les stations du Vercors.

suite interprétée en termes de variabilité spatiale de la résistance à l'érosion des formations (§ 2.2).

3.2.1– Etalonnage d'après la lithologie des formations traversées

3200 mesures de largeur sur différentes rivières des ADM (Fig. 95) ont permis d'établir les diagrammes de la figure 96. Ces diagrammes présentent l'évolution de la largeur de la bande de divagation en fonction de l'aire drainée et de quelques lithologies communément traversées dans les ADM. Les coefficients d'élargissement mi-

nimaux et maximaux caractéristiques de chaque lithologie sont calculés considérant $W_{bd} = k_{bd} \cdot A^{0.3}$ et $W_{bd} = k_{bd} \cdot A^{0.4}$ (Table 32).

La tendance à l'élargissement avec l'augmentation de l'aire drainée est systématique, et les plus forts coefficients d'élargissement caractérisent bien les terrains marneux. Cependant, la dispersion des largeurs mesurées est telle qu'on ne peut établir de valeur caractéristique de l'une ou l'autre des formations du bassin vocontien. Cela n'est pas surprenant outre mesure : les fluctuations de la charge, de l'hydrodynamique et la surrection

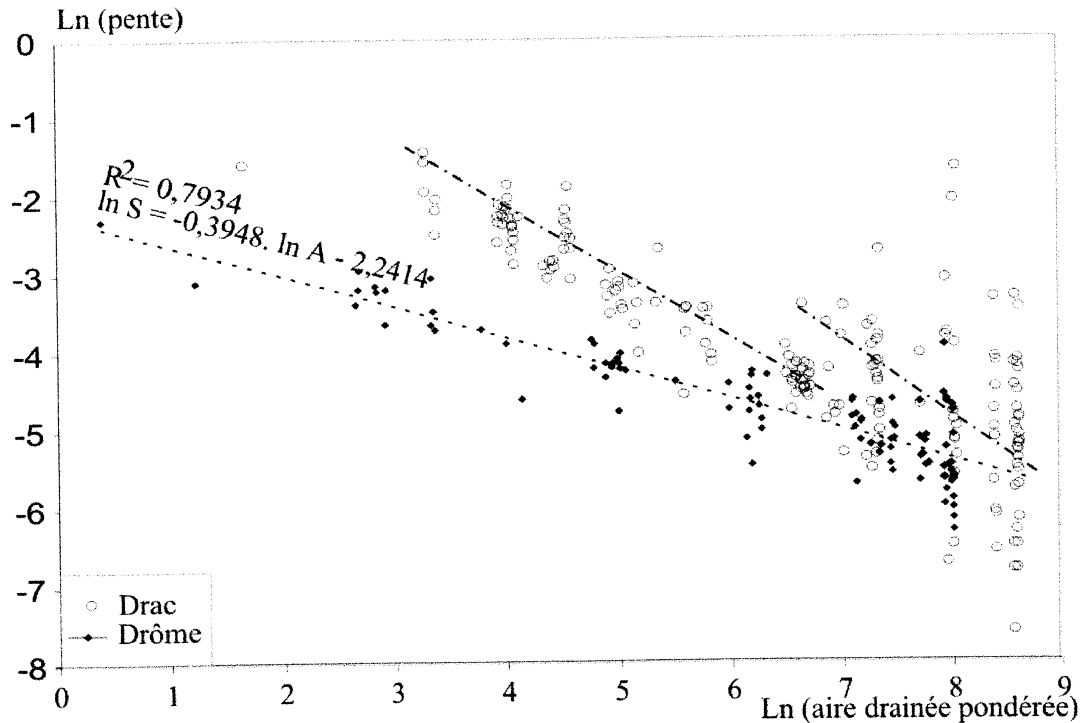


FIGURE 94– Diagramme AS comparatif du Drac et de la Drôme, une fois appliquée à l'aire drainée une pondération tenant compte d'un effet orographique $p = 560 + 0.65 z$.

différentielle se superposent au contrôle lithologique et expliquent certainement en partie la dispersion résiduelle que l'on observe.

Mais l'évaluation de l'effet lithologique reste de toute façon approximative : le découpage lithologique retenu est celui des cartes géologiques, l'évolution de la lithologie au sein d'une même formation n'est pas représentée. Les sources possibles de variabilité intraformationnelle de l'érodibilité des formations sont présentées dans le paragraphe suivant.

3.2.2– Variabilité intrinsèque du contrôle par la lithologie de la bande de divagation

La stratification des roches crée une anisotropie d'érodibilité [Weissel et Seidl, 1997]. L'orientation et le pendage des couches par rapport aux rivières jouent certainement sur la largeur de la vallée. Toutefois, cette influence n'est perceptible que dans des cas très favorables, lorsque les autres facteurs sont invariants (lithologie, dé-

bit et charge). Son effet n'est jamais dominant dans les ADM, mais devrait être corrigé si l'on souhaite extraire l'influence de la tectonique. L'élargissement le plus sensible s'observe le long du Lez au sein des calcaires sénoniens du synclinal de Dieulefit, en bordure de la vallée du Rhône (Fig. 26b).

L'élargissement se produit là où les couches sont les moins inclinées, au cœur même du pli. Mais, c'est aussi là que le Lez traverse les couches les plus élevées de la série sénonienne. L'élargissement peut être donc aussi lié à une augmentation de l'érodibilité vers le sommet de la série. Il faut aussi envisager la possibilité d'une réactivation de la déformation plicative dans ce synclinal pourtant ancien, avec soulèvement des flancs du pli par rapport à son cœur. Cette hypothèse n'est pas à rejeter a priori, car une déformation tardive a été mise en évidence par Mandier [1984] à proximité dans la vallée du Rhône, caractérisée par la formation d'un train de plis E-W. Les plis E-W préexistants pourraient donc fonctionner de nouveau.

lithologie	$W_{bd} = k_{bd} \cdot A^{0.3}$		$W_{bd} = k_{bd} \cdot A^{0.4}$	
	K_{bd} inférieur	K_{bd} supérieur	K_{bd} inférieur	K_{bd} supérieur
Terres Noires s.l. (j2-j4)	45	240	25	160
Berriasien (n1)	15			70
Valanginien (n2)	25	150	12	100
Hauterivien (n3)	15	100	10	100
Barrémien (n4)	12	110	10	75
Bédoulien (n5)	15	50		
Gargasien (n6)	25	180	24	120
Turonien (c3)	18	38	10	35

TABLE 32– Facteurs d'élargissement de la bande de divagation en fonction de l'aire drainée dans quelques formations subalpines dans la région des faciès vocontiens (faciès et équivalences intranationales des étages : cf. Table 31 et Fig. 81).

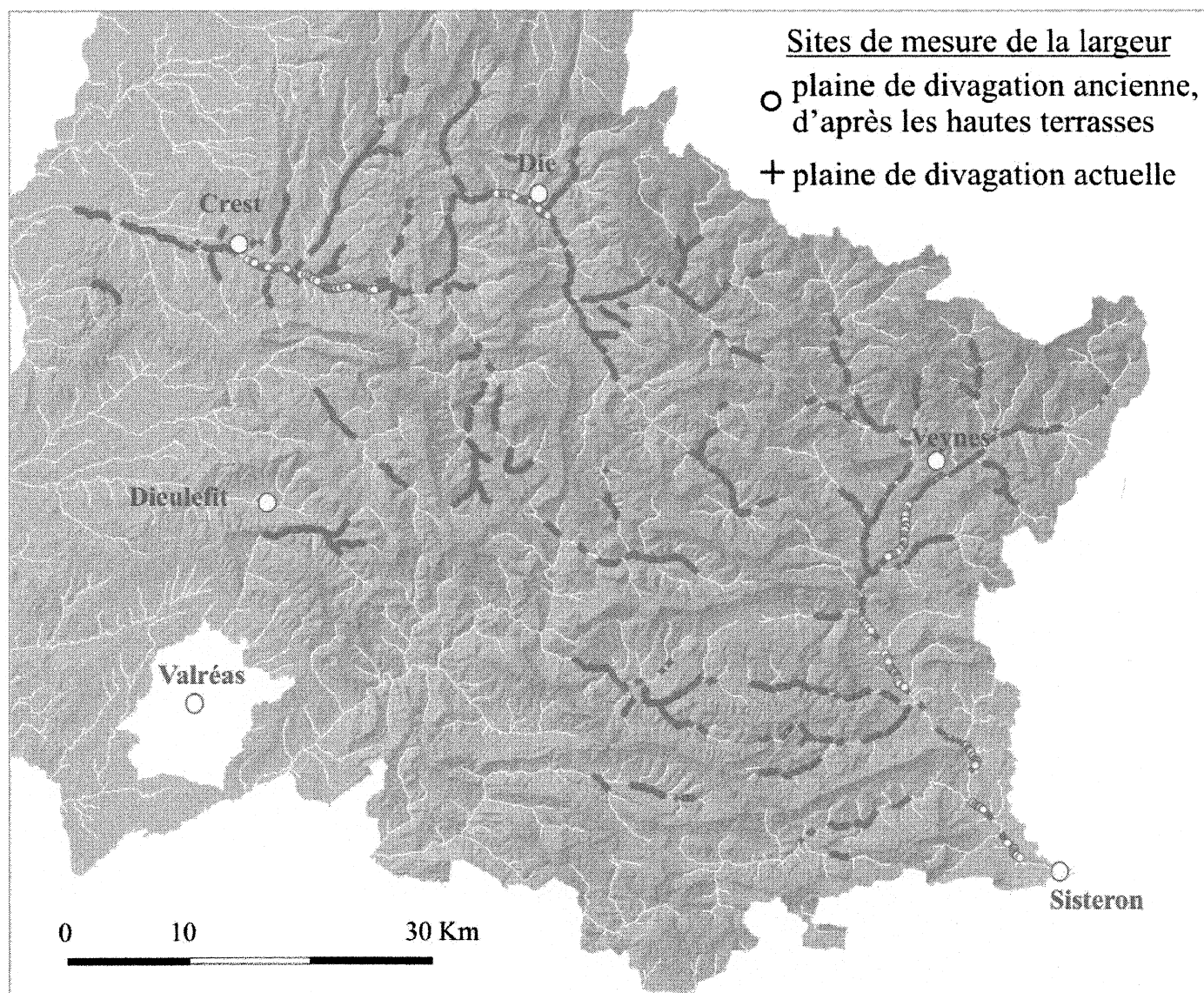


FIGURE 95– Localisation dans les ADM des sites de mesure de la largeur de la bande de divagation.

Les changements de faciès sont bien connus à la marge des séries vocontiennes. Ils sont très spectaculaires dans les niveaux du Barrémien et de l'Aptien, dans lesquels les calcaires massifs, construits et bioclastiques des plate-formes récifales du Vercors au nord et de Ventoux-Lure au sud passent, sur la zone d'étude à des alternances de calcaires et marno-calcaires de bassin (n4 et n5 utilisés pour l'étalonnage des largeurs de vallées).

Cette zonation se retrouve, plus ou moins prononcée, dans les autres niveaux, avec une persistance des faciès moins profonds vers le nord, l'ouest et le sud de la zone d'étude. Ces variations étant en général assez progressives, elles ne sont pas directement observables le long des rivières. D'autre part, elles ne remettent pas en cause les caractéristiques lithologiques principales, mais jouent davantage sur la fabrique.

Les secteurs où les écarts à la lithologie "standard" du faciès vocontien sont importants ont de toute façon été préalablement exclus des regroupements lithologiques.

Des changements de faciès locaux importants existent dans les niveaux du Tithonique, du Berriasien et du Turonien. Ils sont liés, pour les premiers, à l'existence de faciès de canyons sous-marins bien repérés [Beaudouin, 1972], et pour le Turonien à la compartimentation de la sédimentation lorsque s'ébauchent les premiers plis du Crétacé supérieur [Arnaud *et al.*, 1995].

Les sites de mesures au sein de ces formations étant peu nombreux et disparates, il est impossible de réaliser des observations, même qualitatives, de leur influence sur la largeur de la vallée.

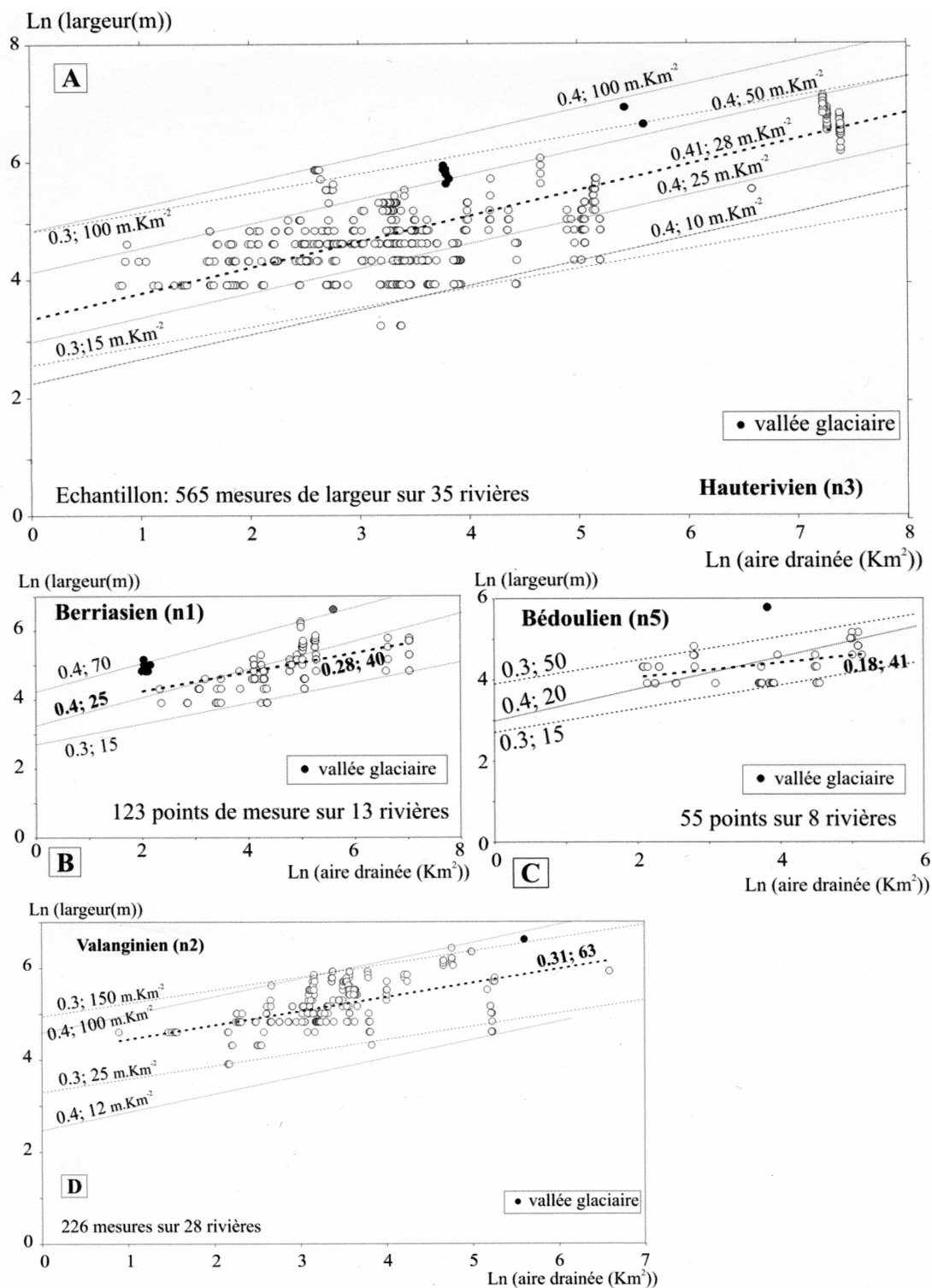


FIGURE 96– Largeur de la bande de divagation de rivières des Baronnies en fonction de leur aire drainée selon la formation traversée. Pointillés : modèles d'évolution de la largeur de la vallée; chiffres entre parenthèses: exposant et coefficient K_{bd} dans l'équation (eq.19).

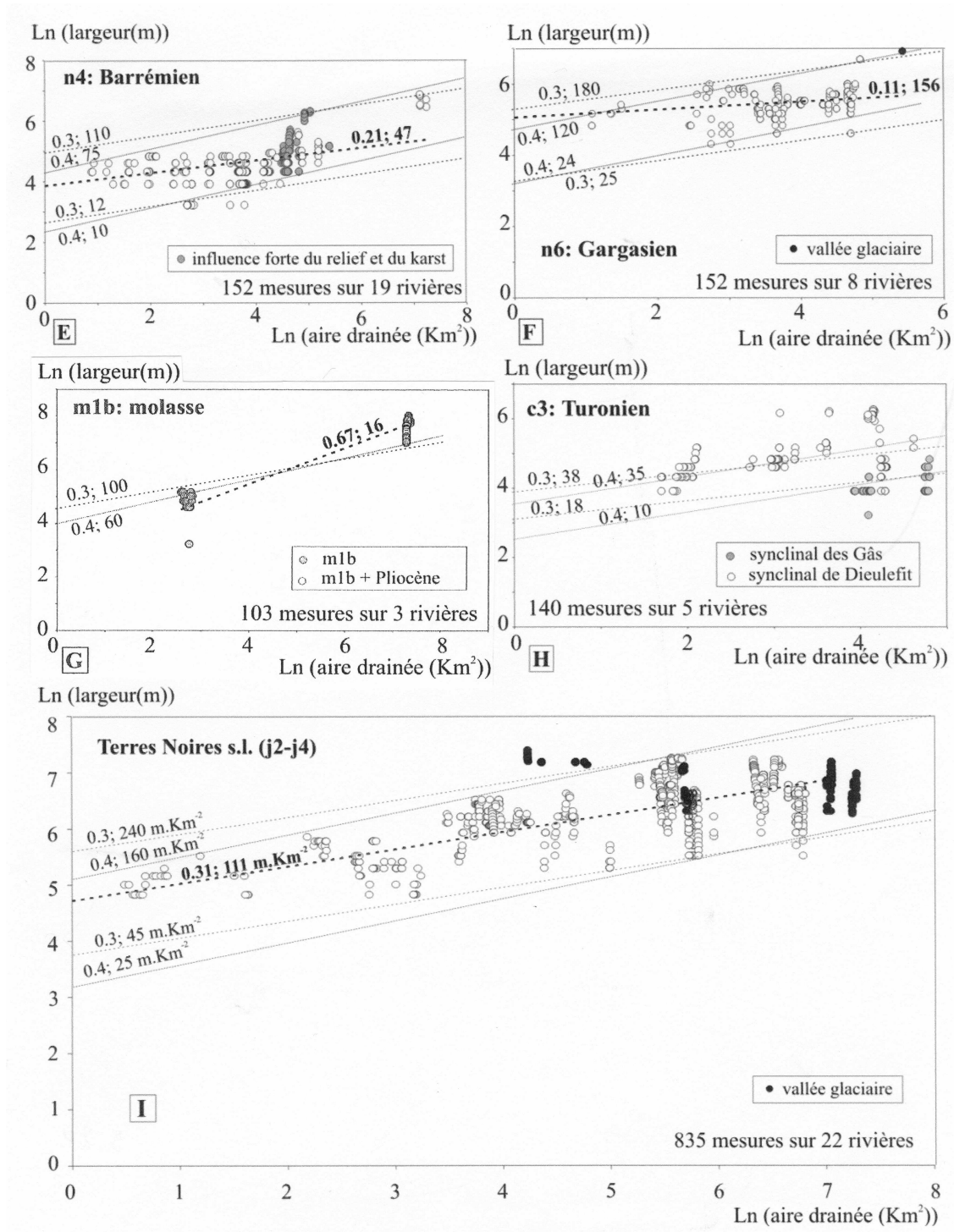


FIGURE 96- Largeur de la bande de divagation de rivières des Baronnies (suite).

3.3– Influence de la charge sur la bande de divagation et le profil en long

3.3.1– Effet de la granulométrie de la charge de fond sur la pente des profils en long

Une des implications du modèle développé ici est que la granularité de la charge de fond contrôle la pente des rivières péri-glaciaires.

Afin d'étudier l'influence de la lithologie sur la granulométrie, les cartes géologiques au 1 : 50 000 couvrant les bassins du Drac, de la Drôme et du Buëch ont été scannées et digitalisées. Les cartes concernées sont celles de Vif, la Chapelle-en-Vercors, Mens, La Mure, St Bonnet, Orcières, Chorges, Gap, Luc-en-Diois, Die, Charpey, Crest et Laragne. Ces cartes ont été assemblées puis découpées en carrés de 10 km de côté rectifiés en projection Lambert III zone sud. Ces carrés ont ensuite été géoréférencés pour être importés sous Arcview. Les cartes ont alors été digitalisées sous Arcview par création de thèmes polygonaux. Les données des cartes ont été simplifiées en regroupant les formations par ensembles lithologiques (calcaires, marno-calcaires, marnes, etc., Fig. 25). Un programme en Avenue a été élaboré pour la circonstance, afin de calculer les proportions des roches à l'affleurement sur les bassins versants situés en amont des points de mesure de la largeur ou de la pente. Le programme délimite les bassins versants en amont des points de mesure (requête watershed) et les incorpore à un thème de polygones dont la table attributaire contient toutes les informations de la table attributaire du thème des points de mesure. Le programme calcule ensuite la surface d'intersection de chaque bassin versant avec les unités lithologiques digitalisées (requêtes SelectByShape, ReturnIntersection, ReturnArea) et les inclut dans la table attributaire des bassins versants. La table attributaire est ensuite exportée et reprise sous Excel pour les traitements ultérieurs.

La plupart des profils en long des rivières de la zone péri-glaciaire sont régulièrement concaves. A distances égales le long de ces rivières, les pentes des profils en long sont assez voisines apparemment (Fig. 80). Si l'on reporte les pentes des rivières péri-glaciaires en fonction de l'aire drainée (Fig. 88), on constate qu'au-delà du seuil de disparition des knickpoints lithogéniques les valeurs des pentes sont voisines le long de différentes rivières, quelle que soit la lithologie du substrat incisé. Les valeurs de pente utilisées pour la construction de ce diagramme proviennent des cartes topographiques au 1 : 25 000. Les valeurs d'aires drainées proviennent de la grille d'accumulation créée sous Arcview à partir du MNT suivant la procédure décrite au § 1.1. Cette concordance globale des profils semble indiquer que la granulométrie de la charge de fond est assez similaire le long de la plupart des rivières concaves péri-glaciaires des ADM ou que les différences granulométriques se manifestent par une variabilité de pente moins marquée que celle qu'engendrent les changements de lithologie le long des rivières qui sont sensibles à ce dernier paramètre.

Pourtant, si un affluent ou un versant injecte dans la rivière sur un segment donné une fraction de charge plus

grossière que ce qu'elle est en amont, et si la contribution hydrique de l'affluent ou du versant n'augmente pas le débit de la rivière dans des proportions suffisantes pour mettre en mouvement cette charge, alors la pente de la rivière devrait augmenter. Ce phénomène classique de "knickpoints granulogéniques" s'observe un peu partout en zone glaciaire, par exemple dans la haute vallée du Drac, en amont du Champsaur, ou bien sur l'Isère au niveau de sa confluence avec le Drac. L'effet du changement de granulométrie modifie suffisamment la pente des profils en long pour que l'effet soit perceptible.

En zone péri-glaciaire, les changements de granulométrie devraient donc créer au niveau de certaines confluences des convexités sensibles dans les profils en long. Nous avons vu que les profils péri-glaciaires n'admettent pas de convexités localisées au passage des formations résistantes du bassin vocontien. Quelques profils présentent néanmoins des convexités plus diffuses, ou des segments rectilignes. C'est le cas de l'Ouvèze (Fig. 80), et de trois affluents successifs en rive droite du Buëch péri-glaciaire : le Blème, le Céans et la Blaisance (Fig. 97, localisation : Fig. 28). Les affluents qui alimentent la Blaisance sont courts, orthoclinaux, leurs bassins sont presque monolithologiques et leurs longueurs comparables. Ces caractéristiques permettent de s'affranchir du biais de la diminution de la taille des clastes avec la distance à la source et de pouvoir analyser l'effet de la charge à partir des seuls changements de proportions de la composition lithologique du bassin versant le long du cours de la Blaisance.

Le dispositif structural est le même dans les quatre cas considérés : les rivières sortent de synclinaux crétacés et s'avancent dans les Terres Noires. Après avoir franchi la barre tithonique sans exprimer de knickpoint apparent, leur profil se poursuit avec une déclivité anormalement élevée au sein des formations marneuses des Terres Noires, où elles développent pourtant des bandes de divagation assez larges.

Les formations susceptibles d'alimenter les rivières en matériel grossier se situent à proximité du Tithonique. La cause probable de ces knickpoints diffus autour du Tithonique est le Tithonique lui-même, non plus comme bedrock, mais comme source sédimentaire. Les flancs de vallée de part et d'autre des cluses de Tithonique sont dominées par les barres tithoniques qui prolongent les cluses. Le calcaire tithonique est composé en partie de bancs épais de brèches monogéniques de canyons sous-marin, isotropes, qui se débitent en gros blocs. Lorsque la distance entre la barre et la rivière est faible, ce qui est le cas à l'approche des cluses, les blocs parviennent jusqu'aux rivières et en encombrement le lit au point de pouvoir contrôler sa pente (observation fréquente, par ex. tronçons marneux sur la Maraize, Fig. 82). Le Tithonique, une fois réduit à l'état de clastes transportables, donne des galets dont la taille paraît supérieure à celles des autres calcaires, ce qui pourrait expliquer l'excès de pente à la sortie du Tithonique le long du Céans et de la Blaisance. Le long de ces rivières, les calcaires barrémiens constituent un bedrock résistant mais leur fabrique est plus pénétrative que les bancs tithoniques, et les clastes qui en sont issus ont une taille plus petite.

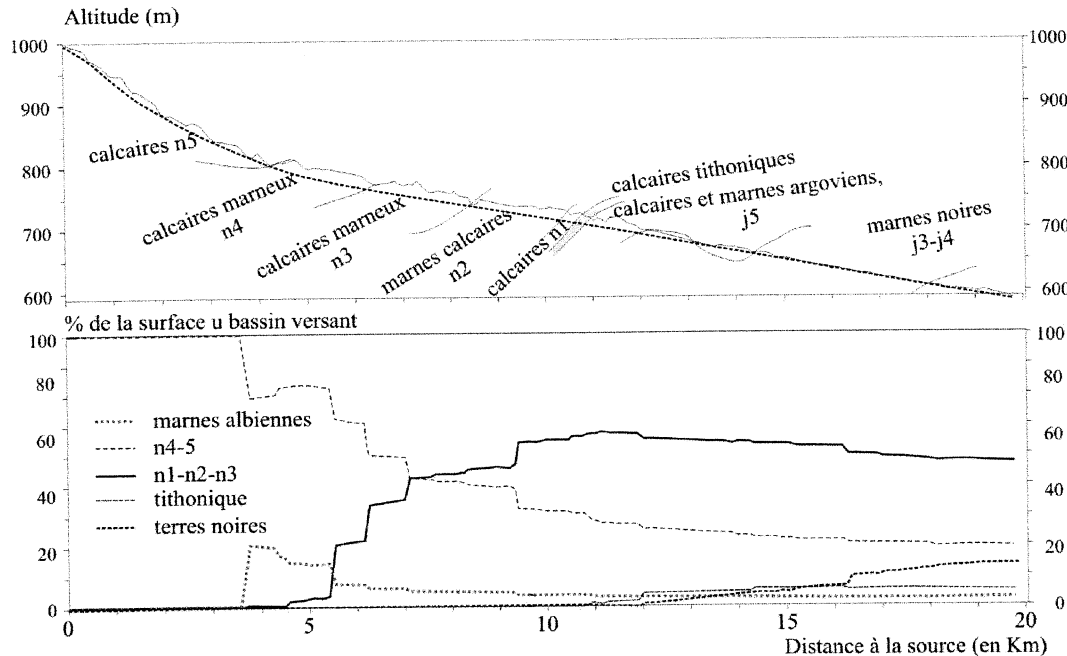


FIGURE 97– Influences respectives de la lithologie du lit rocheux et des proportions des différents ensembles lithologiques drainées sur le profil longitudinal de la Blaisance.

3.3.2– Les cônes d'érosion du bassin de Montélimar

Mandier [1984] décrit de curieux cônes de déjection (Fig 98) dans le bassin de Montélimar (Fig. 24). En surface, ils se présentent comme des cônes d'accumulation sédimentaires classiques. Mais en fait, les alluvions recouvrent en nappe des cônes taillés dans les marnes gargasiennes. Les torrents issus du massif de Marsanne ont donc créé là ce qu'on peut appeler des cônes d'érosion. Ces formes fluviales particulières s'expliquent bien avec le modèle proposé, dont elles constituent un cas limite. On peut considérer ces cônes comme les bandes de divagation coalescentes extrêmement larges, avec effets de bords prononcés. Les torrents sont situés dans un avant-pays dont on sait qu'il se soulève très lentement (*cf.* Ch 5.4.1) Les bandes de divagation des torrents dans les marnes du bassin du Roubion sont de ce fait extrêmement larges. On peut considérer les cônes comme les entonnoirs de transition entre deux bandes de divagation de largeurs différentes : l'une, très étroite, au sein des assises calcaires barrémiennes, l'autre très large, au sein des marnes gargasiennes. Les bandes de divagation s'élargissent et deviennent coalescentes avant d'atteindre leur largeur d'équilibre.

Ces torrents présentent une concavité longitudinale sensible, liée à la proximité de leur source et au tarissement des apports clastiques une fois qu'ils quittent le massif calcaire. Nulle part ailleurs la morphologie d'érosion fluviale n'est dominée à ce point par l'influence de la charge.

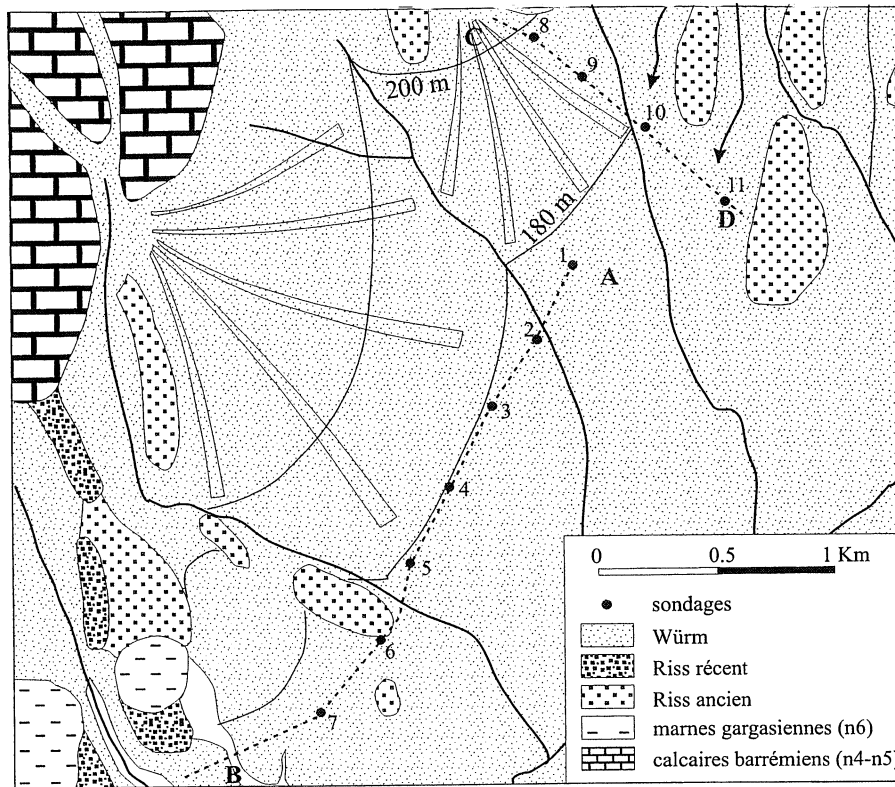
3.3.3– Effet de la quantité de sédiments délivrés à la rivière sur la largeur de la vallée

Faute de données de terrain solides à ce stade des travaux, ce point n'est abordé ici que de façon théorique.

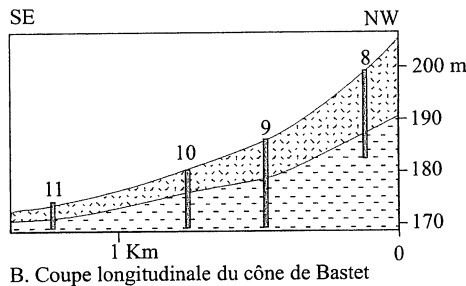
Considérons une augmentation des apports de versants à lithologie et vitesse d'incision constantes. Si les rivières des ADM sont à l'équilibre, le flux de matière sortant du système alluvial doit être égal au flux entrant. Les changements de flux ne peuvent pas modifier sensiblement la pente du profil en long s'ils ne sont pas accompagnés d'une évolution du spectre granulométrique. Ces variations devraient être accommodées une fois encore par une modulation de l'énergie disponible pour l'élargissement de la bande de divagation.

En un point quelconque d'une rivière, on peut considérer que les alluvions transportées sont prises sur ses berges et sur son lit. Plus le lit divague, plus il mobilise les sédiments stockés sur la bande de divagation. Le flux d'alluvions remobilisées (Q_s) à la surface de la plaine de divagation dépend donc de la fréquence de balayage du lit mineur (f). D'après l'équation (eq. 18), le flux dépend donc du rapport entre largeur du lit mineur et largeur de la bande de divagation :

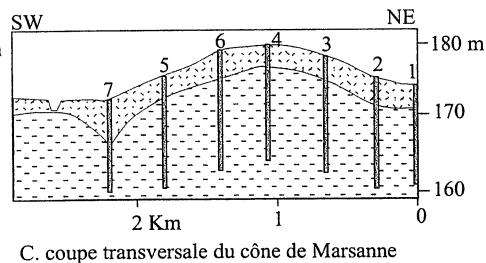
$$Q_s = \frac{W_{lm}}{W_{bd}} \quad (\text{eq.23})$$



A. Carte du dispositif morphologique et localisation des sondages et des coupes



B. Coupe longitudinale du cône de Bastet



C. coupe transversale du cône de Marsanne

FIGURE 98– Glacis-cônes périglaciaires du Nord du bassin du Roubion. D'après Mandier [1984].

Localisation : cf. fig. 24.

A. Carte du dispositif morphologique, localisation des sondages et des coupes

B. Coupe longitudinale du cône de Bastet

C. Coupe transversale du cône de Marsanne.

Un apport important de charge sans augmentation corrélatrice du débit devrait donc s'accompagner d'un élargissement du lit mineur ou bien d'un rétrécissement de la bande de divagation. Des élargissements du lit mineur sont effectivement constatés le long des rivières alluviales à chenaux anastomosés lorsque la charge augmente [Bloom, 1998]. A long terme, cette régulation pourrait se traduire aussi par une réduction de la largeur de la bande de divagation. La bande de divagation permettrait ainsi d'ajuster indépendamment les rivières péri-glaciaires aux fluctuations de la vitesse d'incision et aux fluctuations de la charge. Cet effet pourrait contribuer à la dispersion des valeurs constatée lors de l'étalonnage de la loi d'élargissement de la bande de divagation (§ 2.1).

3.4– Evolution de la largeur de la bande de divagation en fonction des changements climatiques

On a vu que les terrasses des grandes rivières périglaciaires se forment en période froide et sont abandonnées au commencement des épisodes tempérés (cf. Ch. 2.5 et 5.3). Les terrasses rocheuses sont abandonnées par rétrécissement de la largeur de la bande de divagation partout en même temps le long d'une rivière. Deux modèles ont été proposés pour expliquer le phénomène d'élargisse-

ment. Suivant le principe d'Huntington [1907], les rivières auraient du mal à évacuer l'importante charge qui leur est transmise par les versants sous climat péri-glaciaire, et l'incision serait stoppée ; l'érosion latérale s'exercerait à niveau constant pendant une plus longue période et ouvrirait ainsi une vallée plus large. Une autre interprétation consiste à lier la largeur de la plaine à la puissance des crues : les rivières moduleraient ainsi leur largeur à vitesse d'incision constante [Lavé, 1997]. Ces modèles mettent en relation la largeur de la vallée avec le régime de la rivière et sa charge sédimentaire. Si les changements de charge et de régime se font sentir dans les mêmes proportions tout le long d'une rivière, alors la largeur de la bande de divagation doit changer dans les mêmes proportions en tout point, quelle que soit la lithologie considérée.

Sur quelques sites le long de la Drôme et du Buëch, les terrasses d'un même niveau sont conservées de chaque côté de la vallée. Il est alors possible de comparer la largeur de la bande de divagation qui leur a donné naissance avec la largeur de la bande de divagation actuelle. Les points de mesure de la largeur des paléoterrasses ont été digitalisés et géoréférencés de la même manière que les sites de mesure de la largeur. Les points de mesure de paléolargeur sont ensuite agglutinés aux points de mesure de la largeur actuelle de la même façon que les points de

mesure de la largeur actuelle sont repositionnés sur le réseau hydrographique généré à partir du MNT. Les largeurs des paléovallées et des vallées actuelles sont mis en relation via la fonction de joint spatial disponibles à l'interface standard Arcview 3.2. Les résultats sont reportés sur les figures 99 et 100. Le long de la Drôme la largeur du niveau de la Haute Terrasse est comparée à la largeur de la bande de divagation actuelle. Le niveau de la Haute Terrasse n'est pas daté formellement, mais on peut le mettre en relation, de par son élévation, avec le niveau T2 du Buëch, lequel s'est formé au commencement de la dernière glaciation (*cf.* Ch. 5.3 et 4).

La largeur de la bande de divagation aurait alors été en moyenne 1.2 à 2 fois supérieure à la largeur actuelle. Le rapport des deux largeurs varie fortement au sein d'une même formation lithologique (Fig. 100), mais il n'y a pas d'évolution spécifique de ce rapport d'une lithologie sur l'autre. Dans la combe anticlinale de Die, la bande de divagation de la Drôme occupait au moment de la formation de la Haute Terrasse la totalité de la surface affleurante des Terres Noires, de sorte que son élargissement était limité de part et d'autre par la retombée des bancs calcaires des niveaux sus-jacents (Argovien, j5). Cette contrainte est notée j5//j5 dans la légende de la figure 100).

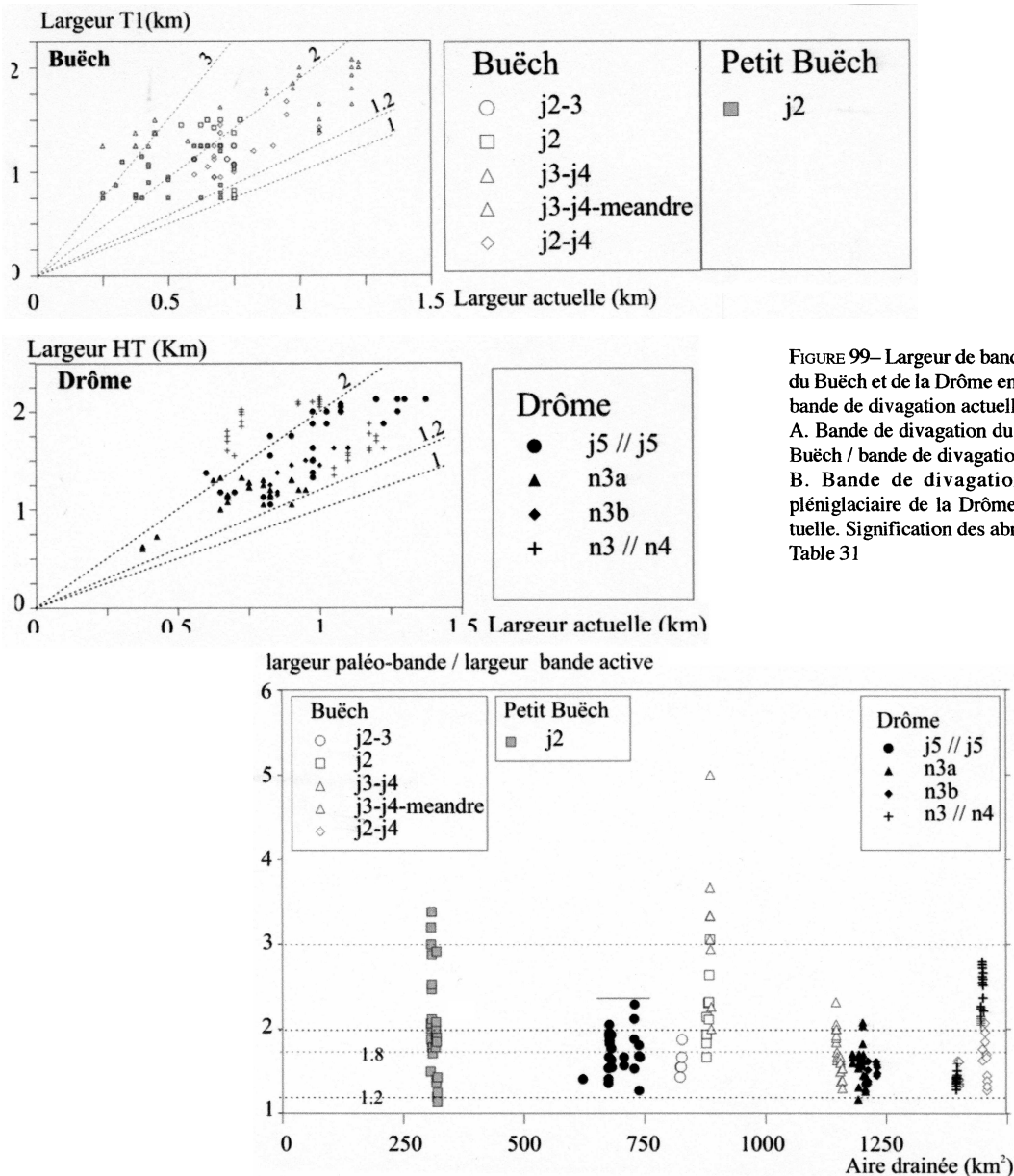


FIGURE 99– Largeur de bandes de divagation anciennes du Buëch et de la Drôme en fonction de la largeur de la bande de divagation actuelle, selon la lithologie.
A. Bande de divagation du niveau postglaciaire T1 du Buëch / bande de divagation actuelle
B. Bande de divagation de la Haute Terrasse pléniglaciaire de la Drôme / bande de divagation actuelle. Signification des abréviations lithologiques : *cf.* Table 31

FIGURE 100– Rapport, en fonction de l'aire drainée et de la formation traversée, des largeurs des bandes de divagation contemporaines des niveaux T1 du Buëch et de la Haute Terrasse de la Drôme sur les largeurs de leurs plaines de divagation actuelles.

Le long du Buëch, seul le niveau T1 permet de reconstituer une paléo-bande de divagation. Nous savons qu'il est probablement postglaciaire et peut être contemporain du pic de froid du Younger Dryas, vers 11-12 ka cal. B.P (*cf.* Ch 4.1.2). Le rapport de la paléolargeur T1 et de la largeur actuelle prend par endroits des valeurs bien

supérieures à ce qui s'observe le long de la Drôme. Cette différence ne peut être mise sur le compte de la contribution hydrique des eaux de fontes de la langue glaciaire diffluyente de la Freyssinouse, puisque cette dernière avait disparu avant 14 ka [de Beaulieu et Reille, 1983].

En fait, la largeur du niveau T1 est assez constante, c'est la largeur de la plaine actuelle qui varie considérablement. Ces fluctuations très fortes de la bande de divagation actuelle sont spécifiques au Buëch. Elles s'expliquent probablement par la date récente à laquelle cette bande s'est constituée (moins de 10 ka) : élargie à coup de divagations aléatoires du Buëch, elle n'a pas encore été calibrée à la puissance du Buëch postglaciaire en tout point de son cours.

La relative constance du rapport de largeur entre paléobandes de divagation et bandes divagation actuelles, quelle que soit la lithologie considérée, montre que le coefficient d'élargissement varie linéairement avec l'érosivité des rivières. En outre, le changement de régime des rivières ne s'accompagne pas d'un changement notable de la pente des rivières, au moins sur la distance sur laquelle les paléoprofils peuvent être tracés et comparés aux profils actuels (quelques dizaines de kilomètres)

3.5- Conclusion : aptitude du modèle à expliquer le relief existant.

Le modèle que je présente ici me semble expliquer le comportement des rivières dans les ADM. Aux changements de pente prédits par la *stream power law* en cas de variation du débit, de la charge de fond, de la lithologie du substrat rocheux et de la vitesse de surrection, il substitue des changements de largeur de la bande de divagation des rivières rocheuses. Certains modèles incorporent à la *stream power law* une pondération tenant compte de la largeur du chenal d'écoulement, soulignant ainsi l'effet tampon important de la répartition des efforts sur la largeur du chenal, effet susceptible de réduire considérablement les changements de pente dans les profil en long [Lavé, 1997]. La largeur de la bande de divagation serait alors contrôlée par la largeur du chenal d'écoulement, le rapport de l'une sur l'autre étant constant [Pazzaglia *et al.*, 1998]. Dans le modèle proposé ici, ce rapport est au contraire considéré comme variable, et c'est précisément ce rapport qui accommode les effets lithologiques, sédimentaires et tectoniques et assure l'équilibre de la rivière. A l'agressivité de la rivière comme moyen de contrôle de l'équilibre, il substitue la fréquence d'attaque du substrat rocheux.

Tout dans le comportement du lit mineur est alluvial : l'évolution de la largeur, comme la pente du profil longitudinal, présentent tous deux les caractéristiques d'une rivière alluviale, et ne sont forcés que par la granulométrie des alluvions transportées. Puisque les profils en long des rivières sont ajustés au transport de la charge alluviale, l'excess stream power est nul.

Les interactions avec le substrat rocheux ne se produisent qu'en période de crue. Ils façonnent alors la terrasse d'abrasion sur laquelle court la rivière, et c'est sur la largeur de cette dernière que s'exercent les forçages lithologiques, tectoniques et climatiques.

De ce fait, les effets d'une probable surrection différentielle à travers les ADM (*cf.* Ch 5.5) sont à rechercher dans la largeur de la plaine de divagation des rivières des ADM. Celle-ci serait démontrée si les écarts résiduels à la

loi d'évolution de la largeur en fonction du débit corrigée des variations de lithologie présentaient une cohérence géographique en relation avec les structures tectoniques connues. Mais à ce stade de l'étalonnage, la dispersion des valeurs est trop forte pour qu'une telle logique géographique se dégage. Les effets des variations intraformationnelles de l'érodibilité du substrat rocheux, du transit sédimentaire, et de l'hydrodynamique fluviale sont certainement responsables d'une bonne part de la dispersion observée.

4- IMPLICATIONS ET PRÉDICTIONS

"Le relief est conforme à la tectonique (...), mais un peu partout, à côté de cette obéissance passive à l'égard des fantaisies structurales, on distingue des traits discordants, des entêtements, des refus : il est fréquent que le tracé des cours d'eau manifeste à l'égard des détails de la tectonique une curieuse indépendance(...); cette indépendance semble bien un héritage du passé, l'obstination des rivières à conserver des directions imposées par une structure aujourd'hui effacée." R. Blanchard. *Les Alpes Occidentales*, t 4, p. 232-233.

L'étalonnage de la variation de la largeur du fond de vallée en fonction de la lithologie traversée, bien qu'imprécis, est suffisant pour différencier les vallées fluviales des vallées glaciaires dans les terrains de la couverture (§1).

D'une façon plus qualitative, le modèle est issu d'observations de terrain qui mettent en évidence l'existence d'un seuil majeur dans les systèmes fluviaux. Ce seuil dépend du rapport entre la vitesse d'incision et la puissance de la rivière : il sépare le domaine des rivières rocheuses à knickpoints de celui des rivières rocheuses à profil alluvial et bande de divagation développée. La coexistence dans les ADM des deux types a des conséquences importantes en terme de stabilité du réseau hydrographique à long terme (§ 2).

4.1- Détection des vallées glaciaires

Les coefficients d'élargissement ont été étalonnés au travers de quelques unes des formations les plus courantes des ADM (*cf.* § 3.2). Les vallées glaciaires qui traversent ces mêmes formations ne sont pas très nombreuses : elles se limitent aux hautes vallées de la Bléone, du Verdon et du Var, ainsi qu'aux tronçons intra-glaciaires du Buëch. La largeur de la vallée du Buëch est reportée en fonction de la lithologie, suivant le parcours des eaux de fonte du glacier diffluent de la Freyssinouse sur la figure 101. On observe un très net élargissement de la plaine de divagation au niveau des ombilics glaciaires détectés grâce aux sondages (Fig. 101c). La morphologie glaciaire se caractérise, comme la morphologie fluviale, par des élargissements importants dans les terrains marneux. Par contre, la vallée n'est jamais aussi étroite, et les fluctuations relatives de largeur moins grandes que dans une vallée fluviale. Le facteur le plus discriminant est l'absence de rétrécissement extrême de la bande de divagation au passage des niveaux calcaires rauraciens, tithoniques et sénoniens, alors que ces niveaux sont responsables de la formation de ces gorges courtes de la zone péri-glaciaire

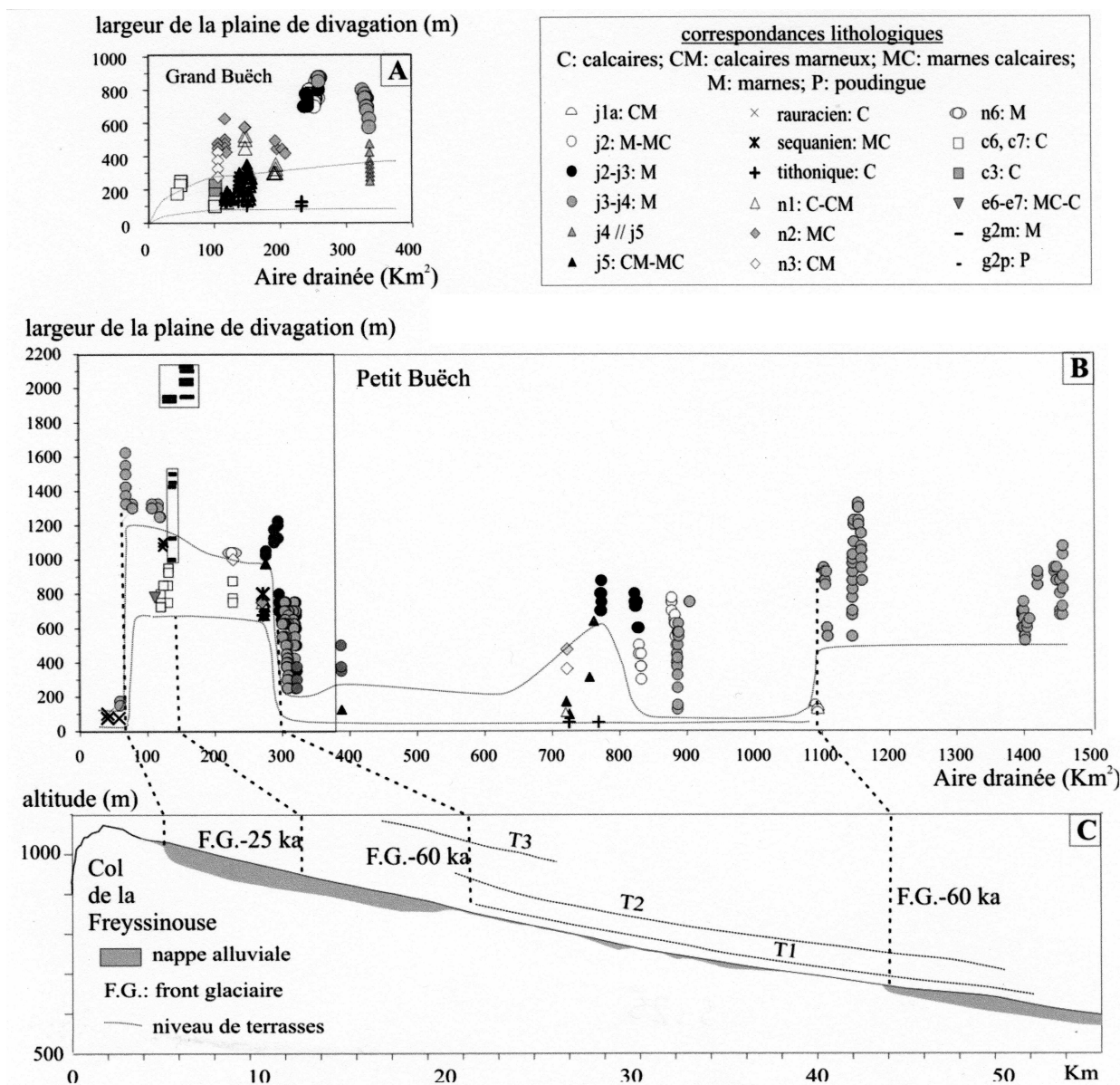


FIGURE 101– Evolution de la largeur de la plaine de divagation le long des Buëchs en fonction de la lithologie : différenciation du modelé glaciaire et du modelé fluvial. Signification des symboles stratigraphique : cf. Table 31.

que l'on appelle les "clues". Ces indices suffisent à différencier nettement la morphologie glaciaire de la morphologie fluviale. On aurait pu donc prédire sans se tromper, sur la base de ces seuls critères, que la vallée du Petit Buëch est glaciaire et que la plaine n'est pas une mince nappe d'alluvions sur une plate-forme d'abrasion rocheuse mais un ombilic glaciaire rempli des dizaines de mètres de sédiments au moins (sa profondeur reste inconnue).

4.2– Stabilité du réseau hydrographique

La géométrie d'un réseau hydrographique est plus ou moins stable au cours du temps. Cette évolution peut être le fruit d'une adaptation interne, une réorganisation progressive par rapport à une configuration initiale instable. La géométrie du réseau peut évoluer en réponse au changement de la structure des assises rocheuses au fur et à mesure que les rivières s'enfoncent dans un édifice tectonique. Elle est également soumise à des sollicitations néotectoniques.

Le degré d'instabilité d'un réseau hydrographique, ainsi que sa vitesse de transformation sont souvent difficile à établir. Les drains inadaptés à la structure sont en général interprétés comme des héritages de structures aujourd'hui disparues. Le problème qui se pose alors est de savoir à quelle époque les drains ont acquis leur géométrie actuelle, et quelles modifications ils ont subies depuis. Le modèle développé pour expliquer la géométrie actuelle des rivières des ADM ne permet pas d'avancer des âges de mise en place mieux argumentés que ceux qui ont été proposés jusqu'alors, mais il met en évidence un seuil de stabilité dans le réseau hydrographique, correspond au seuil de disparition des knickpoints.

La question de l'antécédence du réseau hydrographique dans les Alpes a motivé de nombreuses études. Nous devons à Blanchard [1945] et à Masseport [1958] les réflexions les plus poussées sur le relief des ADM péri-glaciaires. La question de l'âge des drains inadaptés à la

structure reste ouverte, car son traitement est complexe. L'âge maximum que les drains peuvent avoir correspond à la période d'émergence des secteurs étudiés, or cet âge est très variable latéralement, et il demeure inconnu en beaucoup d'endroits : l'absence d'une série transgressive sur une région étant soit interprétée comme une absence de dépôt, soit comme l'effet d'une érosion complète. On sait, sur des critères sédimentologiques, que le massif des Ecrins est resté partiellement émergé à l'Eocène [Montjuvent, 1973 ; Allen et Gupta, 2000], tandis que le Dévoluy et le Vercors étaient inondés. A l'Oligocène, l'ensemble de la région émerge. La mer miocène recouvre la vallée du Rhône à l'ouest des ADM, et le nord du Vercors.

La question est de savoir si notre zone péri-glaciaire a été recouverte ou non au Miocène, et si les plis émergeaient ou non de la mer. Le cas échéant, le réseau était déjà guidé par la structure au moment de son émergence. L'hypothèse d'une émergence complète des ADM au Miocène est souvent retenue [Masseport, 1958 ; Alabouvette *et al.*, 1984]. Pour Masseport [1958], le réseau s'est constitué après l'Oligocène, période marquée par le dépôt de séries continentales, lacustres et saumâtres détritiques. Le réseau aurait été alors désorganisé par comblement de petits bassins endoréiques. En l'absence de preuves tangibles, il n'est pas exclu que le réseau soit même éocène ou plus ancien encore.

Le comportement des rivières dans les ADM met en lumière un seuil remarquable d'adaptation du réseau hydrographique à la structure. Nous avons vu que les lithologies résistantes occasionnent des knickpoints seulement dans les profils des plus petites rivières, et qu'au-delà d'un certain seuil, les rivières accommodent tous les changements de lithologie par des changements de largeur de leur bande de divagation. Le seuil maximal de disparition des knickpoints est fixé par le Tithonique, faciès le plus résistant. Le Tithonique étant omniprésent dans les ADM, c'est donc à lui que l'on doit l'essentiel des knickpoints le long des ruisseaux drainant moins de 40 km².

Le rôle de ces knickpoints est fondamental dans l'évolution du réseau hydrographique : les drains affectés par les knickpoints sont beaucoup moins stables que ceux de puissance supérieure.

Les drains de faible puissance sont en effet perchés par rapport aux drains environnants plus puissants, maintenus en altitude par les knickpoints situés en aval sur leur cours. Si aucune barre de quelque résistance ne les sépare des drains de forte puissance, alors des affluents des drains de forte puissance sont susceptibles de venir capturer les segments perchés (Fig.102.1a).

Comme les formations résistantes sont inclinées, leur surface d'affleurement se déplace dans le sens du pendage tandis que l'érosion progresse en profondeur. Les barres résistantes migrent donc et peuvent créer des knickpoints le long de segments de rivières qui en étaient dépourvus jusqu'alors. Ces rivières peuvent se trouver alors nouvellement perchées, puis capturées, d'où une réorganisation du réseau de drainage.

Le cas présenté est celui des drains affluents en rive droite de la Drôme à l'amont du fameux Claps de Luc-en-Diois. La propagation de la barre tithonique sous les affluents du Rif de Miscon (Fig.102.1b) a provoqué la formation de knickpoints très prononcés sur les cours de ces affluents. Ces derniers sont sur le point de se capturer les uns les autres,

et d'être capturés *in fine* par un affluent mineur de la Drôme (le ruisseau de la Madeleine). Le profil du Rif de Miscon, plus puissant, contient un knickpoint moins prononcé au passage du Tithonique. Ce dernier plonge rapidement au niveau du lit de la Drôme, tel qu'on l'a retrouvé par sondage sous les sédiments du Grand Lac du Claps au niveau de la confluence. Le Rif de Miscon va probablement être capturé par la Drôme à partir du ravin de Luc-en-Diois, où l'érosion est particulièrement active. Les drains, rendus anaclinaux et cataclinaux par l'incursion de la barre tithonique, vont par le biais des captures redevenir rapidement orthoclinaux (Fig.102.1c).

La probabilité de capture est maximale au moment où une lithologie résistante fait irruption sous un drain : la formation du knickpoint requiert en effet une diminution de la vitesse d'incision le long du segment amont, jusqu'à ce que la pente du knickpoint soit suffisante pour atteindre l'équilibre dynamique. La remontée d'un knickpoint lithogénique le long d'un drain s'accompagnant aussi d'une augmentation de sa hauteur, le ralentissement de la vitesse d'incision devient persistant le long du segment situé en amont.

De telles adaptations à la structure ne peuvent pas se produire le long des drains de forte puissance, au-delà du seuil d'occurrence des knickpoints (Fig. 102). Le réseau drainant plus de 50 km² est donc beaucoup plus stable et fortement hérité.

Le phénomène de capture est le principal moyen de réorganisation du réseau hydrographique dans les ADM. Des réorganisations plus progressives pourraient cependant se produire et modifier les drains mineurs comme les drains majeurs. On invoque en particulier parfois le déplacement transversal des rivières à la surface des strates résistantes comme moyen de modification du réseau hydrographique. Ce phénomène ne semble pas dominant dans les ADM, les surfaces structurales étant généralement dénudées par glissement de terrain.

En de nombreux endroits on peut observer dans les ADM des rivières en train de s'installer directement dans le Tithonique sans " glisser " à sa surface après avoir traversé les niveaux sus-jacents. Lorsque les rivières traversent sur quelque longueur le Tithonique, leur tracé adopte systématiquement un caractère méandrique, ce qui permet de s'assurer que le fond du lit a bien atteint cette assise (gorges de la Méouge, de l'Eygues, de l'Ouvèze, de la Drôme et du Rif de Miscon au niveau du Claps, Fig.102.1 ou la base du Berriasien calcaire (par ex. Rif de Miscon, Fig.102.1, cours de la Roanne ; cours de l'Aiguebelle au nord de Saillans, etc.). Actuellement, les rivières des ADM ont des cours en tresses tout le long de leurs bandes de divagations. Or, les méandres en roches dures sont souvent considérés comme le résultat de la surimposition d'une rivière alluviale à méandres libres sur un substrat rocheux résistant. Le Tithonique étant plissé, les gorges à méandres migrent au cours du temps en même temps que la barre tithonique. Si leur tracé était acquis par surimposition, les gorges devraient donc enregistrer la succession de phases d'écoulement en tresses et d'écoulements à méandres, fonction du climat et de la charge alluviale des rivières, or toutes les gorges sont à méandres. Comme R. Blanchard [1945], " nous croyons plutôt qu'il s'agit d'une affinité de l'assise pour cette forme d'érosion : le Tithonique est une roche à méandres ".

Il est fréquent par contre que l'installation des rivières dans un pan de Tithonique incliné provoque le glissement sur surface stratigraphique des assises des niveaux supérieurs, berriasiens et valanginiens (vallées de la Roanne, du Grand Buëch, de la Haute Drôme, etc.), voire du Tithonique lui-même (par ex. Claps de Luc sur le Drôme; knickpoint de l'Infernet sur l'Aiguebelle, affluent du Buëch, synclinal de la Faurie; Aiguebelle, affluent de la Drôme près de Saillans).

Au cours de leur enfoncement, les rivières enlèvent les butées basales qui retiennent ces couches. Des glissements se déclenchent alors, même pour des valeurs de pendages faibles, comme dans le cas du synclinal de la Faurie (moins de 15 % d'inclinaison), peut être sous l'effet de la mise en charge d'aquifères sur des dénivelées de plusieurs centaines de mètres [suggestion G.Ménard]. Par ce phénomène, la dénudation des surfaces structurales ne nécessite pas l'intervention d'écoulements concentrés.

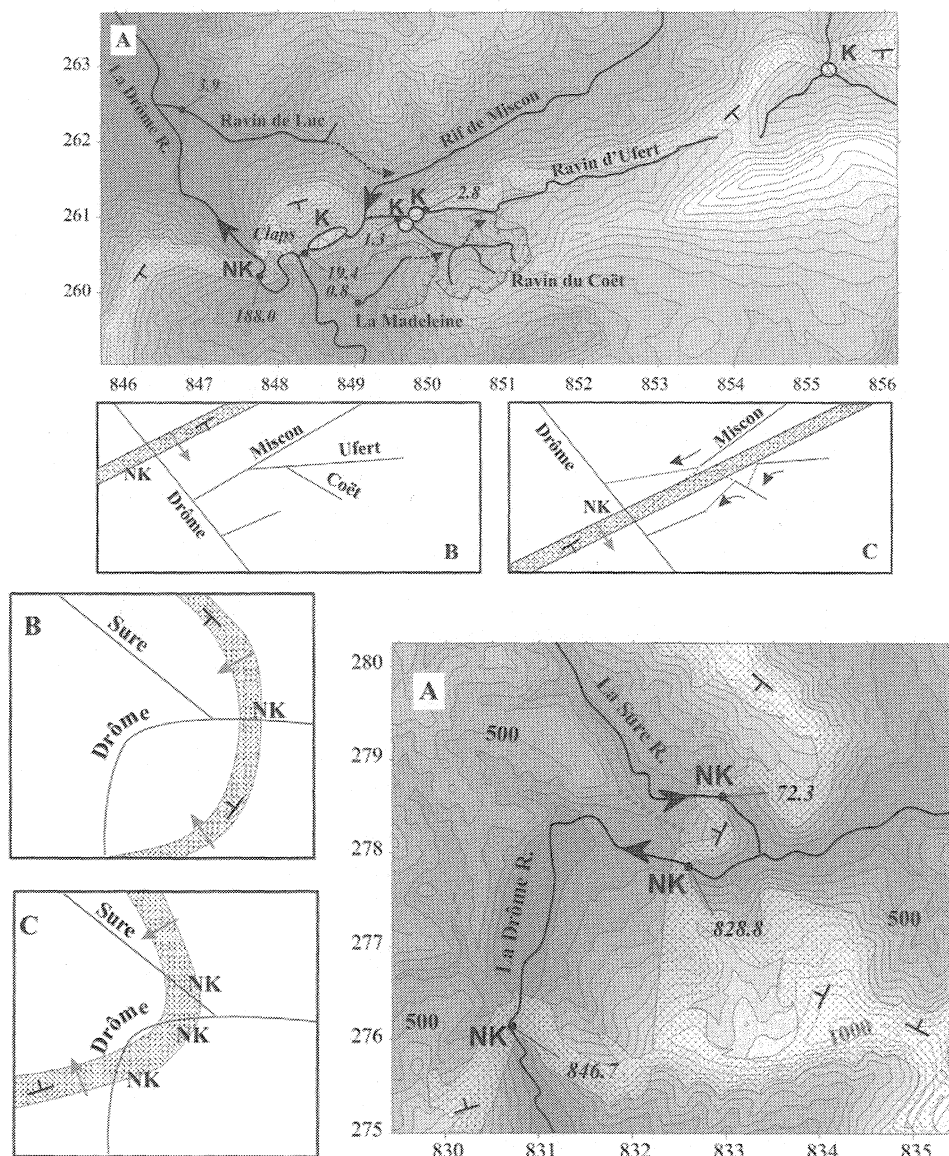


FIGURE 102— Influence de l'aire drainée sur la stabilité du réseau hydrographique.

K : knickpoints lithogéniques ; NK : clues sans knickpoints. Pointillés : barre tithonico-rauracienne. Quadrillage kilométrique Lambert III zone Sud. En italique : aires drainées en km². Localisation : cf. Fig. 24.

Haut. Région du Claps de Luc-en-Diois : surélévation des drains mineurs par formation de knickpoints au passage de la barre tithonico-rauracienne et captures consécutives. A : situation présente : relief : équidistance des courbes : 100 m ; K : knickpoints ; NK : clues sans knickpoints. Pointillés : captures imminentes. Chiffres en italique : aire drainée. B : disposition passée. C : disposition future.

Bas. Confluence de la Sûre et de la Drôme : stabilité et antécédence de la confluence par absence de knickpoints lithogéniques sur les drains importants. A : situation actuelle. Relief représenté en gris avec une équidistance des courbes de 100 m. B : disposition passée. C : disposition future.

Le phénomène prend encore plus d'ampleur dans le synclinal des Gâts, où la puissante série calcaire turonienne-campanienne (plusieurs centaines de mètres) se met en mouvement sur les niveaux marneux albiens-cénomaniens dès que les ruisseaux affluents du torrent des Gâts atteignent les niveaux marneux (Fig. 103). Les gorges des principaux affluents du Bès sont bordées de ce fait du côté du pli par une falaise saine, et de l'autre par une falaise disloquée en mouvement. Les rivières sont ainsi écrasées dans leurs propres gorges, et leurs thalwegs s'élèvent rapidement.

Le réseau hydrographique péri-glaciaire des ADM semble donc se réorganiser essentiellement par captures, et la principale cause de capture est l'ajustement des drains à la structure lithologique.

La géologie des ADM favorise grandement l'apparition de situations favorables aux captures : le substrat rocheux est constitué d'une succession d'assises alternativement très résistantes et très érodibles. Les rivières recoupent un peu partout les mêmes assises résistantes, plissées. Les drains les moins puissants du réseau hydrographique franchissent les barres calcaires résistantes par des knickpoints lithogéniques.

Les segments de drains en amont des knickpoints sont susceptibles d'être capturés par des drains plus puissants. Tandis que le réseau hydrographique s'enfonce dans la structure, les knickpoints se déplacent, déstabilisant ainsi les drains mineurs. L'adaptation des drains mineurs à la structure est rapide et la cause de toutes les captures observées.

Les profils des drains majeurs ne contiennent pas de knickpoints lithogéniques, et les knickpoints d'une autre nature, quand ils existent, y sont très ténus. Les grandes rivières sont de ce fait très stables au-delà de 40 km² drainés, seuil de disparition des knickpoints, et certains pourraient être en place depuis des dizaines de millions d'années. On ne peut donc interpréter les captures le long des drains mineurs comme des effets directs de mouvements tectoniques différentiels. Si contrôle tectonique il y a, celui-ci est plus subtil : les différences de surrection peuvent jouer sur la valeur du seuil d'apparition des knickpoints, et par ce biais favoriser ou inhiber des adaptations à la structure. Les rivières sont des marqueurs dynamiques de la déformation, et non pas des marqueurs passifs. Il faut donc se garder d'une interprétation trop simpliste de l'origine des captures.

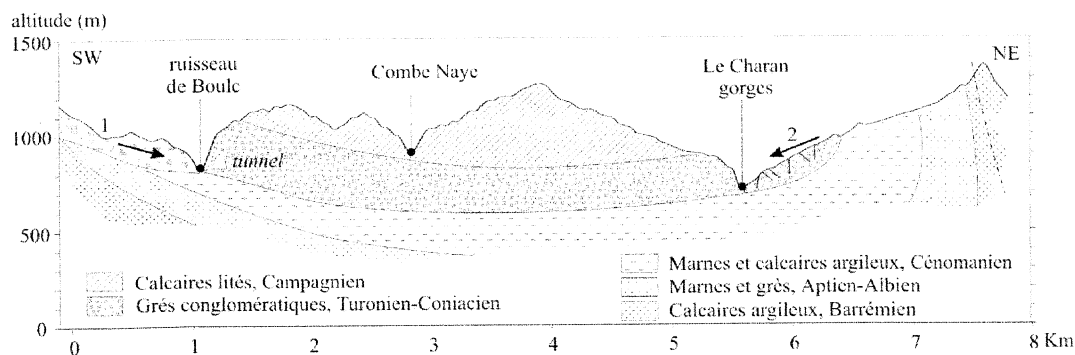


FIGURE 103— Un exemple de production de relief structural sans migration du réseau hydrographique : recoupement et déstabilisation des assises calcaires du Crétacé Supérieur du Synclinal des Gâts, bassin de la Drôme. 1 : glissement actif complexe, impliquant des assises barrémiennes à turoniennes, plus ou moins désorganisées. 2 : glissement non répertorié sur la carte géologique. Localisation : cf. Fig. 14.

5- CONCLUSION

L'analyse de la géométrie des profils en long des rivières des ADM réserve quelques surprises. Les rivières de la zone intra-glaciaire sont toutes en déséquilibre et parcourues de nombreux knickpoints régressifs d'origine glaciaire exclusivement. Conformément à la stream power law, des knickpoints lithogéniques apparaissent lorsque ces rivières franchissent des zones de lithologies très résistantes. Les ajustements ont une vigueur telle dans la zone intra-glaciaire qu'il semble bien difficile de percevoir dans la morphologie les effets de la tectonique actuelle. La zone péri-glaciaire étant en principe exempte de tels réajustements, j'y ai concentré mon analyse morphologique dans l'espoir que les effets de la tectonique s'y exprimeraient davantage.

Les principales caractéristiques morphologiques générales des rivières péri-glaciaires des ADM sont les suivantes :

1° : les profils longitudinaux ne sont pas sensibles à la lithologie du substrat rocheux pour des aires drainées supérieures à 40 km², seuil extrême d'apparition de knickpoints lithogéniques au droit des assises calcaires tithoniques ;

2° : les profils longitudinaux sont ajustés au seul transport de la charge de fond : ce sont des profils d'équilibre alluviaux ;

3° : là où se développent les profils d'équilibre alluviaux, les rivières développent des plaines de divagation ;

4° : la largeur des plaines de divagation dépend de la lithologie du substrat rocheux, du régime hydraulique de la rivière et des caractéristiques de sa charge de fond.

Je propose un modèle conceptuel de développement de la morphologie fluviale en fonction de la puissance des rivières et de leur vitesse d'incision. Ce modèle permet de rendre compte à la fois du comportement des rivières intra-glaciaires et des rivières péri-glaciaires. Ses propriétés principales sont les suivantes :

1° : lorsque la vitesse d'incision est faible, la pente d'équilibre alluviale devient supérieure à la pente nécessaire pour inciser le substrat rocheux ;

2° : le lit mineur prend alors les caractéristiques d'une rivière alluviale ;

3° : l'équilibre dynamique et le transport de la charge sont alors assurés par le développement d'une bande de divagation. La rivière accommode les différentiels d'érosivité ou de surrection par une attaque plus ou moins fréquente du substrat rocheux, en modifiant la largeur de sa bande de divagation. Les élargissements et rétrécissements de la bande de divagation se substituent aux knickpoints lithogéniques sur les rivières moins puissantes ou soumises à une surrection plus rapide ;

4° : la charge de fond est seule susceptible de modifier à la fois la pente et la largeur des rivières péri-glaciaires.

La lithologie et le débit sont les premiers facteurs de contrôle de la largeur de la bande de divagation. Leur effet est manifeste mais ne peut être étalonné avec précision sans prendre en compte les effets de la variabilité intraformationnelle du substrat rocheux et de la charge alluviale.

Cet étalonnage est nécessaire si l'on veut mettre en évidence les effets de la néotectonique. Ceux-ci devraient se marquer par une dispersion résiduelle des mesures de la largeur autour de la loi d'élargissement ainsi calibrée, dispersion ayant une organisation spatiale cohérente avec les structures néotectoniques.

L'influence de la lithologie sur la largeur est suffisamment marquée pour que les vallées glaciaires soient différenciables à ce stade des vallées péri-glaciaires.

Par ailleurs, le modèle met en évidence un seuil de stabilité du réseau hydrographique, qui peut avoir son importance dans l'évolution à long terme du réseau hydrographique et sur la manière dont s'exercent à long terme les forçages tectoniques sur la géométrie des réseaux hydrographiques là où le contrôle lithologique est extrêmement dominant.

CONCLUSIONS

Dans les Alpes, l'organisation spatiale des mouvements tectoniques récents et actuels reste peu connue. L'analyse des modelés fluviaux est une des approches pouvant contribuer à terme à mieux comprendre la géographie et la logique actuelle de la surrection. La vitesse d'incision des rivières est en effet contrôlée en partie par la vitesse de surrection. Les rivières sont de ce fait des marqueurs dynamiques de la déformation, et l'analyse morphologique des réseaux hydrographiques, comme celle des profils en long de rivières, permet, dans des cas favorables, de mettre en évidence des mouvements tectoniques.

Le but de la présente étude était d'évaluer l'influence de la tectonique sur les rivières dans les Alpes, de quantifier la vitesse d'incision le long de quelques rivières caractéristiques, de formuler et étalonner le contrôle de la vitesse d'incision sur les formes d'érosion fluviales, afin de pouvoir, au bout du compte, déterminer la vitesse de surrection le long de toute rivière alpine à partir de la seule analyse des formes du relief d'origine fluviale.

Cependant la morphodynamique alpine est complexe. La quantification morphologique de l'incision n'est applicable, pour des raisons théoriques et pratiques, que sur des secteurs du massif alpin qu'il a fallu d'abord définir et identifier. La région d'étude retenue couvre le sud-ouest de Alpes du Dauphiné. Une partie de l'analyse morphologique a été réalisée à l'aide d'un système d'information géographique (Arcview 3.2) par traitement d'un modèle numérique de terrain et croisement avec des données digitalisées diverses. La mesure de l'incision a été rendue possible par la datation de terrasses alluviales grâce à la méthode des isotopes cosmogéniques produits *in situ*.

L'application de la méthode morphologique de quantification de l'incision au cas alpin a motivé des adaptations et des développements méthodologiques et conceptuels. Les mesures et les observations réalisées intéressent l'évolution de l'environnement alpin au-delà de la seule problématique fluviale. Les principales avancées de ce travail sont présentées dans les paragraphes suivants par thèmes.

La datation par les cosmonucléides des terrasses alluviales a été adaptée pour évaluer et traiter les problèmes d'héritage et de pédogenèse.

Les âges obtenus permettent de quantifier la vitesse d'incision au droit des terrasses datées. Ils contraignent aussi plus ou moins directement la chronologie des grands événements glaciaires alpins. Les âges les plus récents sont en accord avec les âges supposés, les plus anciens remettent en cause les corrélations usuelles.

Les vitesses d'incision obtenues confirment d'une part l'ampleur et la rapidité des réajustements postglaciaires et d'autre part la conformité des vitesses d'incision et de dénudation régionale à l'échelle de plusieurs oscillations climatiques.

L'analyse de la morphologie fluviale m'a enfin conduit à adapter les modèles existants pour mieux rendre

compte des observations. Ce modèle nécessite des ajustements complémentaires pour rendre le forçage tectonique de l'incision perceptible.

1. Application des datations ^{10}Be aux terrasses alluviales alpines

L'utilisation des cosmonucléides pour la datation des surfaces terrestres s'est considérablement développée depuis une dizaine d'années grâce aux avancées techniques en spectrométrie de masse par accélérateur. Les premières applications concernaient des surfaces morphologiques primaires simples situées dans des environnements conservateurs. La méthode a depuis été étendue à des objets de plus en plus complexes. Leur datation requiert l'élaboration de stratégies d'échantillonnage adaptées. Dans le cas présent, nous avons daté des terrasses alluviales soumises parfois à une pédogenèse très avancée.

La dégradation des surfaces alluviales commence dès les premiers millénaires suivant leur formation. Le long du Drac, de la Drôme et du Buëch, la plupart des terrasses ont ainsi été rendues impropres aux datations. Dans quelques contextes favorables, cependant, des sites de datation acceptables ont pu être identifiés le long du Drac et du Buëch. Sur ces sites, les processus de ravinement, d'enfouissement et de turbation peuvent être considérés comme négligeables. Le long de la Drôme, en revanche, aucune surface n'est indemne, et c'est paradoxalement le niveau le plus ancien qui est le moins dégradé. Pour dater ce niveau, la mesure conjointe du ^{10}Be et de ^{26}Al devrait permettre de contraindre quelque peu l'évolution assez complexe de cette surface (pédogenèse, érosion, enfouissement).

Le traitement de l'héritage est inhérent à la datation de toutes les surfaces alluviales. L'héritage est dissocié de la production *in situ* par la mesure de l'évolution de la concentration en ^{10}Be avec la profondeur dans des clastes isolés. Il apparaît que l'héritage est très faible dans les terrasses du Drac et du Buëch. Il ne constitue donc pas une gêne pour la datation des terrasses alluviales, même les plus récentes (~5 ka). La faiblesse de l'héritage peut s'expliquer par les modes de transport et d'érosion dans ces bassins régulièrement envahis et modelés par les glaciers. Il est probable que l'héritage est faible dans toutes les terrasses constituées par des alluvions issues des bassins de la zone intraglacière.

Le rôle de la pédogenèse a été étudié sur les terrasses du Buëch : un bilan d'altération a été réalisé en complément de la datation ^{10}Be de galets de quartzites présents à la surface du sol. La quantification des pertes chimiques et la modélisation du chemin d'exhumation des galets ont permis de vérifier que la pédogenèse intense du dernier interglaciaire était le principal phénomène responsable de la dispersion des âges d'exposition des galets de surface. Par altération différentielle puis érosion éolienne de la matrice, les galets sont progressivement portés en surface.

Les datations ont permis de corréler la formation des terrasses avec des événements climatiques majeurs, malgré la relative imprécision des âges absolus. Les développements méthodologiques et techniques futurs de la méthode de datation devraient permettre de gagner de la précision.

L'étalonnage en cours du taux de production des cosmonucléides au cours du temps devrait permettre de résorber l'essentiel des incertitudes dans la conversion des concentrations en âge. Un certain nombre de facteurs environnementaux doivent être également mieux contraints. L'effet de la mise en culture des terrasses, notamment, demande à être évalué. Dans les Alpes, les terrasses sont cultivées depuis des millénaires. Le labourage des alluvions mélange, bien sûr, les horizons supérieurs, mais il provoque peut-être aussi une perte de matière non négligeable à terme, même sur les terrasses les plus vastes et horizontales. Ce phénomène est peut-être la cause d'un rajeunissement important des âges d'exposition.

Par ailleurs, l'estimation des âges d'exposition gagnerait en précision si la densité des alluvions était mieux connue. Les alluvions fluviales étant, par essence, très hétérogènes, la fourchette de valeurs appliquées est très grande. Pour gagner en précision, il est nécessaire de mesurer la densité au niveau même du site d'échantillonnage, si difficile que soit l'acquisition de cette donnée.

2. Age des extensions maximales des glaciers

Les datations ^{10}Be des terrasses du Drac et du Buëch indiquent que les âges absolus de certaines des extensions glaciaires maximales du glacier de l'Isère et de la Durance sont plus récents que ce qui est généralement admis. Les datations du Drac permettent de situer l'extension Würm II de Montjuvent [1978] avant 19-23 ka ^{10}Be B.P. au minimum (âge du comblement de l'ombilic du glacier de la Séveraisse). Cette extension est censée marquer le maximum de la dernière glaciation dans le bassin du Drac. Le glacier de la Durance atteint une grande extension à cette époque [Jorda *et al.*, 2000], au cours d'une phase considérée là encore comme le maximum de la dernière glaciation. Cette grande avancée glaciaire est contemporaine du *Last Glacial Maximum* (LGM, 25-18 ka), épisode de la glaciation au cours duquel le niveau marin est le plus bas. Pour des raisons de stabilité du profil en long du Drac, il est possible que la phase d'extension "Würm II" du glacier de l'Isère dans la vallée du Drac soit contemporaine du LGM. Cette période voit au moins une avancée importante du glacier de l'Isère, d'après l'étude des sédiments des lacs d'Annecy et du Bourget [Chapron, 1999]. Les datations ^{14}C dans les vallées du Drac, de l'Isère et du Rhône suggèrent cependant que l'extension maximale soit plus ancienne.

Sur le Buëch, le niveau de terrasse T2 est daté à 60-75 ka, âge du premier pic de froid de la dernière glaciation. Ce niveau est recouvert en aval par des moraines du glacier de la Durance intégrées dans une phase d'extension du glacier de la Durance considérée comme le maximum de la glaciation Riss. Cette extension serait donc en fait une avancée précoce du glacier au cours de la dernière glaciation, et le véritable maximum de la dernière glaciation.

Par extension, on peut penser que les avancées attribuées au "Riss" sur le Drac et l'Isère se sont en fait produites au début de la dernière glaciation. Des extensions glaciaires supérieures au LGM ont été identifiées en d'autres régions englacées de la surface terrestre (Himalaya, Grande Bretagne, etc.). Ces propositions doivent être consolidées par de nouvelles datations ayant pour but spécifique de dater les avancées glaciaires.

Le niveau le plus élevé du Buëch, rapporté fréquemment jusqu'ici au Mindel, s'est formé au début de l'avant-dernière glaciation, vers 190 ka

3. Facteurs régulateurs de l'incision fluviale

Les facteurs de contrôle dominants de l'incision fluviale ne sont pas les mêmes dans la zone intraglacière et dans la zone périglacière.

De nombreuses vallées alpines sont profondément marquées par l'érosion glaciaire. Les profils longitudinaux de ces vallées sont, au sortir des glaciations, très éloignés de profils d'équilibre fluviaux. Le moteur principal de l'incision dans la zone intraglacière est le réajustement géométrique des profils en long. Il s'agit donc d'un forçage climatique indirect de la vitesse d'incision. Le réajustement procède par comblement des segments les moins inclinés, et incision régressive des segments en pente forte. L'étude du Drac montre que la vitesse d'incision induite par le réajustement s'amortit au cours du temps. Supérieure de plusieurs ordres de grandeur à la vitesse de dénudation du massif voisin des Ecrins (0.5 mm.an^{-1}) au moment du passage des knickpoints régressifs, elle diminue ensuite et tend vers cette valeur.

Les facteurs limitant l'incision sont l'érodibilité du substrat rocheux et l'érosivité des cours d'eau. La vitesse d'incision du Drac est limitée par la vitesse de rabattement des seuils rocheux les plus résistants qu'il traverse. Ces seuils rocheux définissent des knickpoints lithologiques fonctionnant comme des niveaux de base locaux.

L'érosivité des rivières dépend de leur puissance spécifique et de leur charge alluviale. Les rivières intraglacière et juxtaglaciaires pourraient voir leur érosivité limitée par manque de charge. J'avance ainsi l'hypothèse d'un piégeage de la charge du Drac dans le Trièves pour rendre compte de l'initiation très tardive de l'érosion régressive plus en aval. Ce modèle est basé sur le fonctionnement actuel des pièges sédimentaires que constituent les anciens lacs comblés de Bourg d'Oisans et du Grand Lac du Claps de Luc-en-Diois. A la surface de ces anciens lacs, l'essentiel de la charge de fond continue à se déposer bien après la disparition des lacs.

Le manque d'érosivité pourrait expliquer aussi l'incapacité qu'ont les rivières des vallées cristallines du Massif des Ecrins à réduire la charge grossière provenant des versants, qui ne cesse de s'accumuler dans les thalwegs depuis le retrait des glaciers.

Au fur et à mesure que les profils des rivières approchent de l'équilibre, leur comportement converge vers celui des rivières périglaciaires. 15-20 ka auront été nécessaires pour que le Drac rétablisse un profil proche de l'équilibre.

Le réajustement complet des drains mineurs des Ecrins, s'écoulant sur des roches plus résistantes, serait beaucoup plus long : des dizaines, voire des centaines de milliers d'années.

En zone périglaciaire, le forçage climatique de l'incision se traduit par un changement de l'hydrodynamique fluviale et par la formation de niveaux de terrasses. La mesure de la vitesse d'incision sur les derniers milliers d'années le long du Buëch sur l'Holocène ($2.5-3 \text{ mm.an}^{-1}$), et la mesure de l'érosion sur le bassin amont de la Drôme pendant le Petit Age Glaciaire d'après le comblement du Grand Lac du Claps de Luc-en-Diois (1.1 mm.an^{-1}), confirment cependant, comme l'avaient montré de nombreuses études antérieures, la variabilité du taux d'incision à court terme, réponse complexe du système d'érosion au forçage climatique.

Sur 60 ka et 190 ka, âges des plus hautes terrasses du Buëch, l'incision est constante, comprise entre 0.74 et 1.33 mm.an^{-1} , et probablement proche de la valeur inférieure. Ces valeurs, moyennées sur plusieurs fluctuations climatiques majeures, sont voisines des vitesses de dénudation obtenues par traces de fission sur les massifs cristallins externes. Elles démontrent qu'il y a équilibre entre incision, érosion et dénudation, et que les variations climatiques ne provoquent des déséquilibres importants du système fluvial qu'à des échelles de temps plus réduites (10^2-10^4 ans).

4. Signature morphologique de l'incision

Les profils en long des rivières de la zone intraglaciaire sont accidentés de knickpoints régressifs qui prennent naissance sur les verrous, gradins de confluence et ombilics glaciaires. Un knickpoint régressif majeur a été identifié sur le cours du Drac (knickpoint du Champsaur). Il est probablement originaire de l'ombilic de l'Isère. Sa vitesse de propagation aurait été de quelques mètres par an, vitesse de recul caractéristique des knickpoints d'origine glaciaire.

Des knickpoints lithologiques et granulométriques sont aussi très fréquents dans les profils en long des rivières de la zone intraglaciaire. Le long du Drac, de tels knickpoints sont apparus au cours de l'incision lorsque la rivière a atteint et incisé l'encaissant rocheux de paléovallées remblayées.

Dans la zone périglaciaire, les knickpoints lithologiques sont cantonnés aux drains de faible puissance. On peut définir un seuil, fonction de la formation la plus résistante rencontrée, en l'occurrence les calcaires tithoniques, au-delà duquel les profils de rivières deviennent régulièrement concaves et insensibles aux changements lithologiques. Ils se présentent alors comme des profils d'équilibres de rivières alluviales. La continuité des pentes du profil du Buëch entre les segments en incision dans les comblements fluviaux-lacustres glaciaires et les segments en incision dans le substrat rocheux, et le parallélisme du cours du Buëch et des autres cours concaves périglaciaires démontre que les rivières périglaciaires ont effectivement des profils d'équilibre alluviaux.

Les lois usuelles liant l'incision à la géométrie du profil en long ne peuvent être ajustées à ces observations.

Je propose donc un modèle complémentaire, intégrant à la fois le comportement des rivières de la zone périglaciaire

et celui des rivières de la zone intraglaciaire. Suivant ce modèle, en dessous d'une valeur seuil du rapport de la vitesse d'incision sur la puissance érosive des rivières, le profil en long ne peut plus accommoder les forçages de l'équilibre (lithologie, surrection, charge alluviale, ...) par des changements de déclivité : la pente nécessaire à l'érosion du substrat est en effet plus faible que la pente nécessaire au transport des clastes. Les lits mineurs adoptent alors les caractéristiques de rivières alluviales et développent une bande de divagation. La bande de divagation est une plate-forme d'abrasion du substrat rocheux. Les forçages lithologiques, tectoniques et sédimentaires sont accommodés par des changements de la largeur de la bande de divagation. A la modulation de l'érosivité des rivières par changement d'inclinaison se substitue une modulation de l'incision par la fréquence d'attaque du substrat rocheux. Plus la plaine de divagation est large, moins l'attaque du substrat est fréquente.

Une analyse de la largeur de la bande de divagation sur les rivières périglaciaires des Alpes du Dauphiné Méridional montre que le débit et la lithologie sont les principaux facteurs de contrôle de la largeur. La forte dispersion des valeurs ne permet pas d'étalonner précisément une loi d'influence de ces facteurs. Les causes de la dispersion sont à rechercher dans l'hétérogénéité lithologique des formations retenues pour l'analyse et l'orientation de la rivière par rapport à la stratification, comme cela peut être observé sur des sites isolés particulièrement favorables.

La quantité des sédiments est probablement aussi accommodée par la largeur de la bande de divagation, tandis que la granulométrie des alluvions grossières contrôle certainement la pente des profils en long. Des injections de matériel grossier expliqueraient les knickpoints très amples et les tronçons rectilignes sans rapport avec la lithologie qui affecte les profils de quelques rivières des ADM.

Ce modèle présente de nombreuses implications, deux ont été développées ici.

L'analyse de l'influence de la largeur de la vallée permet de différencier les vallées glaciaires des vallées alluviales à lithologie équivalente, et par là même de prédire si une plaine alluviale recouvre une plate-forme d'abrasion ou bien un surcreusement glaciaire remblayé.

Le seuil de disparition des knickpoints ($30-40 \text{ km}^2$ drainés) amène à distinguer des drains de faible puissance, pourvus de knickpoints, perchés, exposés aux captures, fréquemment capturés, et des drains de plus grande puissance, sans knickpoints et insensibles à la structure. Le réseau hydrographique est donc composé d'une population de drains de petite taille qui s'adaptent à la structure d'autant plus rapidement qu'ils sont petits, et, au-delà d'un seuil bien défini, d'une population de drains plus puissants, présentant la même indifférence à la structure quelle que soit leur puissance.

A lithologie, charge et débit égaux, la largeur de la bande de divagation et le seuil de disparition des knickpoints sont contrôlés par la vitesse d'incision. La signature morphologique de l'incision, de verticale (pente du profil en long) dans le domaine intraglaciaire, devient horizontale dans le domaine péri-glaciaire (largeur de la bande de divagation).

5. Détection et signification de la surrection alpine

L'analyse des profils en long de la zone intraglacière a montré que le réajustement postglaciaire est le moteur principal de l'incision tant que les profils n'ont pas atteint l'équilibre, et que la plupart des rivières n'ont pas encore atteint cet équilibre. Il semble vain de ce fait d'espérer percevoir dans les profils en long intraglaciers un quelconque signal tectonique. D'après le modèle envisagé, une fois l'équilibre atteint, les profils devraient de toute façon devenir insensibles aux forçages tectoniques.

Si les rivières sont proches de l'équilibre dynamique, toute modification de la surrection devrait se ressentir sur la largeur de la bande de divagation. L'étalonnage de la relation liant la largeur au débit et à la nature du substrat rocheux laisse apparaître une dispersion notable sans organisation géographique cohérente, et ne peut être attribuée à la tectonique actuelle. La correction d'autres paramètres reste à faire pour espérer mettre en évidence une dispersion résiduelle d'origine tectonique.

La mesure de l'incision sur le long terme à la confluence des Buëchs démontre qu'un certain équilibre existe entre l'incision, l'érosion et la dénudation des roches, et que cette valeur est proche de $0.7-0.8 \text{ mm.an}^{-1}$. Reste cependant à savoir si le relief est stationnaire, en équilibre dynamique. On manque en effet actuellement d'âges absolus pour conclure à une stagnation, une diminution ou une augmentation des vitesses de surrection et d'incision. Si la vitesse diminue, il se peut que la surrection corresponde à la compensation isostatique de la matière érodée en surface. Ce phénomène s'amortirait dans le temps par résorption de la racine crustale, provoquant une "maturation dynamique" du relief. Enfin, la vitesse d'incision pourrait augmenter, soit sous l'effet de poussées endogènes diverses, soit sous l'effet des glaciations : il est en effet possible qu'à vitesse d'incision égale, l'érosion glaciaire se caractérise par une augmentation du relief local. Pendant la phase du début du Quaternaire qui voit s'installer des glaciers de plus en plus puissants et pendant des

phases ultérieures d'intensification des glaciations, il est possible que l'ajustement isostatique se traduise par une augmentation du relief local et donc une augmentation transitoire de la vitesse de surrection.

La comparaison des paléoprofils de rivière et des profils en long actuels ne répond qu'imparfaitement à cette question : le long du Buëch, les profils sont parallèles sur 200 ka, mais on ne peut en conclure à un état d'équilibre dynamique, puisque ces profils sont alluviaux. Le long de la Drôme, au contraire, l'incision est plus rapide dans la zone intramontagneuse que dans l'avant-pays. Ce gradient peut cependant être obtenu aussi bien par maturation simple que par surrection de l'intérieur de la chaîne.

6. Conclusion

Les datations des terrasses alluviales ont permis de quantifier l'incision, et de mettre en évidence une variabilité de la vitesse d'incision à court terme, provoquée par les changements climatiques, et une certaine constance en un même lieu de l'incision à long terme, soit $0.7-0.8 \text{ mm.an}^{-1}$ sur 200 ka à la confluence des Buëchs. Le taux d'incision à long terme serait égal au taux de surrection si la région était à l'équilibre dynamique, ce qui reste à démontrer.

La méthode de quantification morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes est applicable dans le domaine périglaciaire intramontagneux non karstique. Les formulations existantes des relations entre l'incision et la morphologie fluviale ont été adaptées afin de rendre compte de la morphologie observée. La formulation de ce modèle est encore sommaire : elle demande à être développée pour prendre en compte un plus grand nombre de paramètres. Ces développements sont nécessaires pour un étalonnage du modèle fidèle aux observations de terrain. L'étalonnage devrait permettre à terme de détecter les anomalies d'origine tectonique et donc, ainsi, de faire de l'analyse morphologique un outil efficace pour l'étude de la géodynamique alpine.

REMERCIEMENTS

L'essentiel des travaux présentés dans ce mémoire a été réalisé à Grenoble au Laboratoire de Géodynamique des Chaînes Alpines et financé par une bourse MENRT. Les années 1998 et suivantes ont vu la disparition administrative et physique de l'UFR de Géologie de Grenoble au profit de l'observatoire des Sciences de l'Univers. C'est une époque-charnière en ce qui concerne les activités de recherche sur le Quaternaire, marquée par le départ à la retraite de Guy Montjuvent, spécialiste du Quaternaire dauphinois, en parallèle à un réinvestissement des terrains quaternaires et de la géomorphologie par les géologues structuralistes dans un souci de compréhension de la tectonique récente. L'agencement de ces événements voudra que le commencement de ma thèse suive de deux ans le départ de Guy Montjuvent, me privant ainsi des bénéfices de sa grande expérience.

J'ai pu profiter en revanche pleinement et pendant plusieurs mois des grandes compétences et de l'entrain intarissable de Didier Bourlès, professeur au CEREGE, qui a dirigé les travaux de datations ^{10}Be présentés ici, et qui en a assuré lui-même la mesure sur le Tandetron de Gif-sur-Yvette. Cette thèse ne serait jamais parvenue à son terme sans son appui. Je ne lui exprimerai jamais assez toute ma gratitude, et mon admiration pour sa disponibilité, son enthousiasme et sa bonne humeur, malgré ses emplois du temps démentiels. Les cosmogéniciens issus de son sésail ont apporté une contribution conséquente : Julien Carcaillet en m'initiant à la procédure d'extraction et à la préparation des cibles ; et Lionel Siame, en participant à la campagne d'échantillonnage et en préparant lui-même les premiers échantillons. La tentative de datation sur les gypses du Trièves par U/Th a été rendue possible grâce à la précieuse collaboration d'Edwige Pons-Branchu, doctorante au CEREGE sous la direction de Bruno Hamelin. Je regrette que nous n'ayons pu aboutir à des résultats sur ces cristaux magnifiques.

Peter van der Beek, mon directeur de thèse, a injecté dès son arrivée à Grenoble l'essentiel de ses premiers crédits de recherche dans ce sujet de thèse ambitieux. Je le remercie de la grande autonomie qu'il m'a concédée, de l'intérêt qu'il a marqué pour certaines des hypothèses que j'ai pu émettre et de ses conseils pour en formaliser la démonstration. Je le remercie également pour sa contribution à la relecture de mes écrits divers et pour l'harassante correction de mes textes en anglais.

Je remercie mes parents de leur soutien psychologique, logistique et financier pendant la dernière année de thèse. Mon travail doit aussi beaucoup à Madame Caccia, ma grande marraine, qui a assuré souvent mon logement à Aix pendant mes séjours au CEREGE.

D'autres personnes ont pris part, de façon épisodique et efficace, à l'obtention de ces résultats : Simon Chancel a réalisé, en maîtrise, sous ma tutelle, la corrélation infructueuse des terrasses de la Drôme par analyse des cortèges argileux, tandis que Thierry Adatte, de l'université de Neuchâtel, mesurait et dépouillait avec lui les spectres de diffraction. Francine Keller, ingénieur au LGCA a supervisé la préparation et la mesure par ICP-MS de mes échantillons de sols.

Je remercie ceux qui ont pu m'apporter une aide occasionnelle et percutante dans les domaines les plus variés : Olivier Manneville, maître de conférence au Laboratoire des Ecosystèmes et Changements Environnementaux de Grenoble, qui a déterminé la nature des débris végétaux présents dans les argiles du Trièves ; Monsieur Roubal, du club de minéralogie et de paléontologie de Grenoble, qui m'a offert quelques-uns de ses plus beaux gypses pour les datations U-Th. J'ai pu profiter également des grandes connaissances naturalistes de Michel Piboule pour l'analyse du contenu des lèss de la Drôme, de l'expérience de Gérard Nicoud, maître de conférence au LGHAM, université de Savoie, lors de trop courtes virées sur le terrain, et des compétences de Catherine Chauvel pour l'interprétation des analyses géochimiques des sols du Buëch. Hubert Arnaud et Thierry Dumont m'ont comblé de renseignements sur la géologie de mon terrain d'étude. Françoise Allignol, chargée de recherche au LTHE m'a enfin aidé à résoudre d'épineux problèmes de programmation en Avenue.

Je n'oublie pas ceux qui sont indispensables au bon déroulement des recherches au LGCA : Pascale Talour, notre documentaliste, qui a pu me fournir des documents introuvables et même devancer mes attentes, Rodolphe Pinon, à qui nous devons l'excellente santé du réseau informatique et qui ne ménage pas sa peine, Claudine Meugniot et Claudie Senebier qui aplatissent les obstacles administratifs avec la dernière énergie.

Je remercie d'une façon générale toutes les personnes qui, au LGCA, au LGIT comme au CEREGE, m'ont encouragé et soutenu : Anne-Marie Boullier, Jean-Michel Bertrand, Elisabeth Carrio, Annie Arnaud, Jean-Louis Pairis, Etienne Audebaud, Nicole Page, Pascal Affaton et tous ceux qui voudront bien me pardonner de les avoir oubliés.

Mikaël Attal, enfin, qui a été le plus agréable compagnon de bureau que l'on puisse souhaiter. Sa bonne humeur indestructible, sa gentillesse, sa générosité et sa disponibilité sont permanentes, désarmantes et rapidement indispensables pour son entourage.

Je souhaite beaucoup de courage aux doctorants qui me suivent de près dans les affres de la rédaction finale : Bruno, Mikaël, Julien, Bénédicte, Chaker, Jean-Chri, les Jérômes du LGCA de Savoie.

REFERENCES

- ALABOUVETTE B., BERGER G. & CAVELIER C. (1984). Synthèse géologique du sud-est de la France : Miocène post-Aquitainien. Puissance et faciès. Carte N, in Debrand-Passard S. *et al.*, Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Atlas. Mém. BRGM*, 126.
- ALARY C. (1998). Mécanismes et bilans de l'érosion dans un bassin versant méditerranéen aménagé : le cas de la Durance (S-E France). *Thèse Géosciences Environnement Univ. Aix-Marseille III*, 255 pp.
- ANDERSON R.S., REPKA J.L. & DICK G.S. (1996). Explicit treatment of inheritance in dating depositional surfaces using in situ ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*, **24**, 47-51.
- ARGANT J. & ARGANT A. (2000). Mise en évidence de l'occupation ancienne d'un site d'altitude : analyse pollinique du lac du Lauzon. *Géologie Alpine, Mém. H.S.*, **31**, 61-71.
- ARNAUD H., ARNAUD A., ARGOT M. & CARRIO E. (1995). Sequence stratigraphy in a carbonate setting, platform to basin section of the Urganian platform (Lower Cretaceous, Vercors Plateau), Glandasse Plateau to Isère Valley, southeast France. *AAPG International Conference and Exhibition. Field Trip Notes*, 120 pp.
- AUDRA P., ROCHETTE P. (1993). Premières traces de gla-ciations du Pléistocène inférieur dans le massif des Alpes. Datation par paléomagnétisme de remplissages à la grotte Vallier (Vercors, Isère, France). *C. R. Ac. Sc. Paris*, **317**, 1403-1409.
- BEAUDOUIN B. (1972). Contribution à l'application des méthodes de l'analyse sédimentaire à la reconstitution d'un bassin de sédimentation. Exemple du Jurassique terminal-Berriasien des Chaînes Subalpines Méridionales. *Thèse 3e cycle. Univ. Caen*, 144 p.
- BEAULIEU J.L. DE & REILLE M. (1983). Histoire de la végétation d'après les analyses polliniques. Paléoenvironnements tardiglaciaires et holocènes des lacs de Pelleautier et Siguret (Hautes Alpes, France). *Ecologia Mediterranea*, **9**, 19-36.
- BEAULIEU J.L. DE & REILLE M. (1984). A long upper Pleistocene record from les Echets near Lyon, France. *Boreas*, **13**, 111-132.
- BEAUMONT C., KOOI H., WILLETT S. (2000). Coupled tectonic-surface process models with applications to rifted margins and collisional orogens. In *Geomorphology and Global Tectonics*, M. Summerfield Ed., John Wiley & Sons Ltd., 29-55.
- BECK C., DEVILLE E., BLANC E., PHILIPPE Y., & TARDY M. (1998). Horizontal shortening control of Middle Miocene marine siliciclastic accumulation - Upper Marine Molasse - in the southern termination of the Savoy Molasse Basin (northwestern Alps/southern Jura). In *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*, Mascle A. *et al.* Eds., *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **134**, 239-262.
- BECKER A., BLÜMBING P. & MÜLLER W.H. (1984). Rezentens Spannungsfeld in der zentralen Nordschweiz. *Technischer Bericht*, **84**, **37**, 33 p.
- BELLIER O., BOURLÈS D.L., BEAUDOUIN T. & BRAUCHER R. (1999). Cosmic ray exposure (CRE) dating in wet tropical domain : late Quaternary fan emplacements in central Sulawesi (Indonesia). *Terra Nova*, **11**, 174-180.
- BERNATH V. (1988). La sédimentation iséroise de la cluse de Grenoble. *Diplôme Géologie Univ. Joseph Fourier Grenoble*, 105 p.
- BERTRAND J.-M., AILLÈRES L., GASQUET D. & MACAUDIÈRE J. (1996). The Pennine Front zone in Savoie (western Alps), a review and new interpretations from the Zone Houillère Briançonnaise. *Ecl. geol. Helv.*, **89**, 297-320.
- BICHET V., DI GIOVANNI C., RICHARD H. & CAMPY M. (1995). Changing patterns of material flow since 12000 BP in the upper Doubs valley. *Quaternaire*, **6**, 85-90.
- BIGOT-CORMIER F., POUPEAU G. & SOSSON M. (2000). Dénudations différentielles du massif cristalin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *C. R. Ac. Sc. Paris*, **330**, 363-370.
- BIERMAN P.R., LARSEN P., CLAPP E. & CLARK D. (1996). Refining estimates of ^{10}Be and ^{26}Al production rates. *Radiocarbon*, **38**, 149.
- BISHOP P. & BOUSQUET J.C. (1989). The Quaternary terraces of the Lergue river and activity of the Cevennes fault in the lower Hérault valley (Languedoc), southern France. *Z. Geomorph. N.F.*, **33**, 405-415.
- BISHOP P. & GOLDRICK G. (1999). Geomorphological evolution of the East Australian continental margin. In *Geomorphology and Global Tectonics*, M. Summerfield Ed., John Wiley & Sons Ltd., 225-251.
- BLANCHARD R. (1938-1956). Les Alpes Françaises. 7 tomes. 5030 p. Arthaud, Grenoble-Paris.
- BLÈS J.L. & GROS Y. (1991). Stress field changes in the Rhone Valley from the Miocene to the present. *Tectonophysics*, **194**, 265-277.
- BLOOM A.L. (1998). Geomorphology. A Systematic Analysis of Late Cenozoic Landforms. 3rd ed., 482 p., Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey.
- BOCQUET J. & BOCQUET A. (1969). Nouvelles observations pour servir à l'étude du lac würmien du Grésivaudan. *Rev. Géogr. Alp.*, **57**, 475-485.
- BOND G.C. & LOTTI R. (1995). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science*, **267**, 1005-1010.
- BONIFAY E. (1962). Les terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. *Publ. Institut Préhistoire Univ. Bordeaux-CNRS*, Ed Delmas, 194 p.
- BONNET A. & BORNAND M. (1970). Pédologie et quaternaire dans la vallée du Rhône Moyen. *Bull. AFEQ*, **2/3**, 105.
- BORNAND M. (1978). Altération des matériaux fluvio-glaciaires, genèse et évolution des sols sur terrasses quaternaires dans la moyenne vallée du Rhône. *Thèse Sciences. Univ. Sc. Techni Languedoc*, 329 p.
- BOUCHAYER A. (1925). Le Drac dans la plaine de Grenoble de 1280 à 1651. *Rev. Geogr. Alp*, **13**, 115-173.
- BOURDIER F. (1961). Le bassin du Rhône au Quaternaire. *Géologie et Préhistoire. Thèse Sciences Univ. Lyon*, 2 vol., CNRS Ed., 364 et 295 p.
- BOURLÈS D. (1988). Etude de la géochimie de l'isotope cosmogénique ^{10}Be et de son isotope stable ^9Be en milieu océanique. Application à la datation des sédiments marins. *Thèse Sc. Univ. Paris-Sud-Orsay*, 227 p.
- BOWEN D.Q., PHILLIPS F.M., McCABE A.M., KNUTZ P.C. & SYKES G.A. (2002). — New data for the Last Glacial Maximum in Great Britain and Ireland. *Quaternary Science Reviews*, **21**, 89-101.
- BRAVARD J.-P. (1995). Mission d'expertise sur la vallée de la Drôme. Inédit 117 p.
- BRAUCHER R., BOURLÈS D.L., COLIN F., BROWN E.T., & BOULANGE B. (1998). — Brazilian laterite dynamics using in situ-produced ^{10}Be . *Earth Plan. Sci. Letters*, **163**, 197-205.
- BROCHOT S. (1998). Approches globales pour l'estimation de l'érosion torrentielle. Apports de versants et production de sédiments. *Ingénieries-EAT*, **15**, 61-78.
- BROWN E.T., STALLARD R.F., LARSEN M.C., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1994). Denudation rates determined from the accumulation of in-situ produced ^{10}Be in the Luquillo Experimental Forest, Puerto Rico. *Earth Plan. Sci. Letters*, **129**, 193-202.
- BROOK E.J., BROWN E.T., KURZ M.D., ACKERT R.P., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1995). Constraints on age, erosion, and uplift of neogene glacial deposits in the Transantarctic mountains determined from in situ cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al . *Geology*, **23**, 1063-1066.
- BRUNET P. & TOUSSAINT (1955). Les terrasses de la Drôme. *Rev. Géographie Dynamique*, **6**, 241-262.
- BUFFALO M. (1989). L'érosion des terres noires de la région du Buëch. *Thèse Univ. Aix-Marseille 3*, 230 p.
- BULOIRDE M. (2001). Processus d'altération des basaltes du Mont Cameroun : approche géochimique. *Thèse Univ. Rennes 1*, 270 p.

- BUONCHRISTIANI J.-F., PETIT C., CAMPY M., BOSSUET G. & RICHARD H. (2002). Quantification de l'ablation d'un bassin versant marno-calcaire alpin durant le Petit Age Glaciaire par l'étude d'un système lacustre (cas du lac du "Claps") de Luc-en-Diois, Drôme, France). *Geod. Acta*, **15**, 103-111.
- BURBANK D.W. (1992). Causes of recent Himalayan uplift deduced from deposited patterns in the Ganges basin. *Nature*, **357**, 680-683.
- BURBANK D.W. & ANDERSON R.S. (2001). Tectonic geomorphology. *Blackwell Science Ed.*, 274 p.
- BURNETT A.W. & SCHUMM S.A. (1983). Alluvial-river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, **222**, 49-50.
- CAMPY M., LAMY-ROUSSEAU R. & NICOU D. G. (1990). Les modalités de la déglaciation würmienne dans le nord-ouest des Alpes. *Geod. Acta*, **14**, 211-225.
- CAMPY M., BUONCHRISTIANI J.F. & BICHET V. (1998). Sediment yield from calcareous lacustrine deposits during the post-glacial period in the Combe d'Ain (Jura, France). *Earth Surface Processes and Landforms*, **23**, 429-444.
- CANNIC S., MUGNIER J.-L., LARDEAUX J.-M. (1999). Neogene extension in the Western Alps. 3rd workshop on alpine geological studies, Biella-Oropa 1997, *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 33-45.
- CERLING T.E. & CRAIG H. (1994). Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. *Ann. Res. Earth Planet. Sci.*, **22**, 273-317.
- CHANCEL S. (2000). Analyse de l'altération des terrasses de la vallée de la Drôme et corrélation des niveaux de terrasses. *Mém. maîtrise géologie, Univ. Grenoble I*, 36 p.
- CHAPRON E. (1999). Contrôle climatique et tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant-pays alpin (lac du Bourget) durant le quaternaire récent. *Géol. Alp., Mémoire H.S.*, **30**, 258 p.
- CHARDON M. (1980). Formes glaciaires et périglaciaires dans la région de Grenoble. *Rev. Géogr. Alpine*, **68**, 21-38.
- CHARDON M. (1993). Les tufs de Monêtiers-les-Bains (Briançonnais) : datations U/Th et sondages. Contribution à la connaissance de l'évolution morphologique d'une haute vallée alpine. *Rev. Géogr. Alp.*, **81**, 61-70.
- CHÉRY J., VIGNY C., MEYER B., FERHAT G., ANZIDEI M., BAYER R., BOLOH L., BRIOLE P., DESCHAMPS A., FEIGL K., GEIGER A., GAMOND J.F., GEIGER A., JOUANNE F., KASSER M., LEPAPE M., MARTINOD J., MÉNARD G., RUEGG J.C., SCHEUBEL J.M. & WALCH J.J. (1995). Global Positioning System Network Monitors the Western Alps. *Eos*, **76**, 48.
- CLAUZON G., AGUILAR J.-P., DELANNOY J.-J., GUENDON J.-L., KLEIN C., MANDIER P., MICHAUX J. & VAUDOUR J. (1990). Genèse et évolution du piémont néogène subalpin du Bas-Dauphiné. *Travaux de l'URA 903-CNRS "Karst et géosystèmes karstiques dans les domaines méditerranéen et alpin"*, **19**, 78 p.
- CLAUZON G., RUBINO J.L. & SAVOYE B. (1995). Marine pliocene Gilbert-type fan deltas along the French Mediterranean coast. A typical infill feature of preexisting subaerial Messinian canyons. *5e Congr. fr. sédimento. 16th IAS reg. meeting sedimento. Field trip book*, **23**, 145-222.
- COCKBURN H.A., SEIDL M.A. & SUMMERFIELD M.A. (1999). Quantifying denudation rates on inselbergs in the central namib desert using in-situ produced cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al. *Geology*, **27**, 399-402.
- COLLEAU A. & LENÔTRE N. (1991). A new digital method for analysis of neotectonics applied to the Bonnevaux-Chambaran area, France. *Tectonophysics*, **194**, 295-305.
- COLOMBO C. (1999). Les terrasses alluviales quaternaires de la vallée de la Drôme (Diois), et leurs relations avec des implantations du paléolithique moyen. *Mémoire DEA. Univ. Provence*, 55 p.
- CROUZET C., NICOU D. G., FUDRAL S., RAMPNOUX J.-P., DZIKOWSKI M., PAILLET A. & LACOMBE P. (1999). Contrôle du remplissage détritique tardiglaciaire à holocène d'une haute vallée alpine par les dynamiques de versant : l'exemple de la moyenne Maurienne (Savoie). *Quaternaire*, **10**, 37-47.
- DARMENDRAIL X. (1994). Déformation récente et actuelle des Alpes Occidentales. Mise en évidence, caractérisation et quantification par analyse géomorphologique et comparaison de nivellement. *Thèse Univ. Savoie - Chambéry*, 220 p.
- DAVIS W.M. (1885). Geographic classification, illustrated by a study of plains, plateau and their derivatives [Abs.]. *Am. Adv. Sci. Proc.*, **33**, 428-432.
- DEBELMAS J., ARNAUD H., CARON C., GIDON M., KERCKHOVE C., LEMOINE M. & VIALON P. (1970). Alpes (Savoie et Dauphiné). *Guides Géologiques régionaux, Masson & Cie Ed., Paris*, 213p.
- DEBELMAS J. (1995). Le creusement du Grésivaudan : état actuel du problème. *Géol. Alpine*, **71**, 169-173.
- DEBRAND-PASSARD S. & COURBOULEIX S. Eds. (1984). Synthèse géologique du Sud-Est de la France. *Atlas. Mém. BRGM*, **126**, 68 cartes, 28 p.
- DELAUNAY A. & RAMPNOUX J.-P. (1981). Les déformations au front des massifs des Bornes et des Bauges: analyse de la tectonique cassante de l'avant-pays savoyard (France). *Bull. Soc. géol. France*, **7**, 13, 203-212.
- DESCROIX L. (1991). Les transports solides dans le Bès. *Bull. Lab. Rhodanien Géomorphologie*, **27-28**, 55-70.
- DUCHAUFOUR P. (1995). Abrégé de pédologie. 5^e édition. *Masson éd. Paris*, 291 p.
- DUFAURE J.-J. (1983). La néotectonique méditerranéenne et ses relations avec la morphogenèse villafranchienne. *Bull. AFEQ*, **2/3**, 103-121.
- DUNAI T.J. (2000). Scaling factors for production rates of *in situ* produced cosmogenic nuclides: a critical reevaluation. *Earth Plan. Sci. Letters*, **176**, 157-169.
- DUNNE J., ELMORE D. & MUZIKAR P. (1999). Scaling factors for the rates of production of cosmogenic nuclides for geometric shielding and attenuation at depth on sloped surfaces. *Geomorphology*, **27**, 3-11.
- DYKE A.S., ANDREWS J.T., CLARK P.U., ENGLAND J.H., MILLER G.H., SHAW J. & VEILLETTE J.J. (2002). Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary research Reviews*, **21**, 9-33.
- ELECTRICITÉ DE FRANCE. (1960). Région de l'équipement hydraulique Alpes 1 : Aménagement de la Chutte de St Georges de Commiers : campagne de reconnaissance. *Compte Rendu inédit : Plans, Coupes*
- EVIN J. (2000). Quatre décennies de datation radiocarbone dans les Alpes Françaises. *Géol. Alp., Mém. H.S.*, **31**, 123-127.
- FAUQUETTE S., CLAUZON G., SUC J.-P. & ZHENG Z. (1999). A new approach for palaeoaltitudes estimates based on pollen records : example of the Mercantour Massif (southeastern France) at the earliest Pliocene. *Earth Plan. Sci. Letters*, **170**, 35-47.
- FIERZ S. & MONBARON M. (1999). Morphogenèse des Franches-Montagnes (Jura Suisse). *Ecl. Geol. Helv.*, **92**, 199-210.
- FLINT J.-J. & LOLCAMA J. (1985). Buried ancestral drainage between Lakes Erie and Ontario. *Geol. Soc. America Bull.*, **97**, 75-84.
- FOREST C.E., MOLNAR P. & EMANUEL K.A. (1999). Paleoaltimetry incorporating atmospheric physics and botanical estimates of paleoclimate. *Geol. Soc. America Bull.*, **111**, 4, 497-511.
- FOURNEAUX J.C. (1976). Les formations quaternaires de la vallée de l'Isère dans l'ombilic de Grenoble. *Géol. Alp.*, **52**, 31-72.
- FRANCK M. (2000). Comparison of cosmogenic radionuclide production and geomagnetic field intensity over the last 200 000 years. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **A**, **358**, 1089-1107.
- FRASER G.S. (1994). Sequences and sequence boundaries in glacial sluiceways beyond glacial margins. Incised-valley systems : origin and sedimentary sequences. *SEPM Sp. Publ.*, **51**, 337-351.
- FROMENT L. (1973). Le Claps et l'ancien lac de Luc-en-Diois. *A. Robert Ed., Marseille*, 42 p.
- GABERT J. (1984). La naissance des terrasses würmiennes en amont de Sisteron. *Actes du Colloque : "Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires"*, *Bull. AFEQ*, (2), **17/18/19**, 129-133.
- GARDNER T.W. (1983). Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *Geol. Soc. America Bull.*, **94**, 664-672.

- GARDNER T.W., JORGENSEN D.W., SHUMAN C. & LEMIEUX C.R. (1987). Geomorphic and tectonic process rates : Effects of measured time interval, *Geology*, **15**, 259-261.
- GARZIONE C., QUADE J., DECELLES P. & ENGLISH N. (2000). Predicting paleoelevation of Tibet and the Himalaya from ^{18}O vs. Altitude gradients in meteoric water across the Nepal Himalaya. *Earth Plan. Sci. Letters*, **183**, 215-229.
- GAUTIER E. (1992). Recherche sur la morphologie et la dynamique fluviale dans le bassin du Buëch. *Thèse Lettre, Univ. Paris X-Nanterre*, 434 p.
- GERMANOVSKI D. & SCHUMM S.A. (1993). Changes in braided river morphology resulting from aggradation and degradation. *Jour. Geology*, **101**, 451-466.
- GHAFIRI A., SÉBRIER M. & SAURET B. (1993). Are Holocene surface faults in North French Alps due to tectonic activity or to glacial dynamics? *Terra Nova*, **5**, *EUG Abstract supplement 1*, 148.
- GIDON M. (1961). Deux cas d'accidents tectoniques dans les formations quaternaires récentes des Alpes Françaises. *Trav. Lab. Géol. Fac. Grenoble*, **37**, 89-93.
- GIDON M. & MONTJUVENT G. (1969). Essai de coordination des formations quaternaires de la moyenne Durance et du haut Drac (Hautes Alpes). *Bull. AFEQ*, **2**, 145-161.
- GIDON M., APRAHAMIAN J., ARNAUD H. & PAIRIS J.-L. (1971). Notice explicative de la feuille Gap au 1/50 000. *Ed. BRGM*, 15 p.
- GIDON M. (1995). Tectonique et origine de la cluse de Grenoble (France). *Géol. Alp.*, **71**, 175-192.
- GIGNOUX M. & MORET L. (1953). Géologie des barrages et des aménagements hydrauliques. *Masson Ed., Paris*, 343 p.
- GILBERT G.K. (1877). Report on the Geology of the Henry Mountains. Government Printing Office Washington, DC
- GOLDRICK G. (1999). Bedrock stream long profile form and evolution : a new framework with case studies from the Lachlan catchment, N.S.W. *PhD thesis, Monash Univ., Clayton, NSW, Australia*, 258 p.
- GOGUEL J. (1954). Une capture subactuelle dans les Hautes Alpes. *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, 181-182.
- GORDEEV V.V. & MARTIN J.M. (1996). A reassessment of Eurasian river input of water, sediment, major elements, and nutrients to the Arctic Ocean. *Am. J. Science*, **296**, 664-691.
- GRANGER D.E., KIRCHNER J.W. & FINKEL R.C. (1997). Quaternary downcutting rate of the new River, Virginia, measured from differential decay of cosmogenic ^{26}Al and ^{10}Be in cave deposited alluvium. *Geology*, **25**, 107-110.
- GREMMEN W., HANSS C. & PUISSEUR J.-J. (1984). Die warmzeitlicher Ablagerungen am Ruisseau de l'Amourette (Trièves, französischen Alpen). *Eiszeitalter und Gegenwart*, **34**, 87-103.
- GREMMEN W. & HANSS C. (1994). Une nouvelle analyse pollinique de la banquette du Tremblay et son rapport avec le Pléistocène Supérieur du Lac du Bourget. *Géol. Alp.*, **70**, 29-45.
- GROOTES P.M., STUIVER M., WHITE J.W.C., JOHNSEN S.J. & JOUZEL J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, **366**, 554.
- GUPTA S. & ALLEN P.A. (2000). Implications of foreland paleotopography for stratigraphic development in the foreland paleotopography for stratigraphic development in the Eocene distal Alpine foreland basin. *Geol. Soc. America Bull.*, **112**, 515-530.
- HACK J.T. (1960). Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Science*, **258-A**, 80-97.
- HANCOCK G.S., ANDERSON R.S. & WHIPPLE K.X. (1998). Beyond power : bedrock river incision process and form. In Rivers over rock : fluvial processes in bedrock channels, K.J. Tinkler & E.E. Wohl eds, *AGU Geoph. Monograph*, **107**, 35-60.
- HANSS C. (1973). Conséquences morphologiques de nouvelles datations au C-14 dans le sillon alpin. *Rev. Géogr. Alpine*, **61**, 179-202.
- HANSS C. (1984). La constitution des plaines alluviales et leurs rebords dans la vallée de l'Isère entre l'embouchure de l'Arc et le bassin de Moirans, ainsi que de la plaine alluviale de la Leyse dans le val du Bourget. *Rev. Géogr. Alpine*, **72**, 439-456.
- HARBOR D.J. (1998). Dynamic equilibrium between an active uplift and the Sevier River, Utah. *Journ. Geology*, **106**, 181-194.
- HARLAND W.B., ARMSTRONG R.L., COX A.V., CRAIG L.E., SMITH A.G. & SMITH D.G. (1990). A geologic time scale 1989. *Cambridge University Press, Cambridge*, 263p.
- HAY W.W. (1998). Detrital sediment fluxes from continents to oceans. *Chem. Geol.*, **145**, 287-323.
- HEIDBREDER E., PINKAU K., REPPIN C. & SCHÖENFELDER V. (1971). Measurement of the distribution in energy and angle of high-energy neutrons in the lower atmosphere, *J. Geoph. Res.*, **76**, 2 905-2 916.
- HILL I.G., WORDEN R.H. & MEIGHAN I.G. (2000). Yttrium : the immobility-mobility transition during basaltic weathering. *Geology*, **28**, 923-926.
- HINDERER M. (2001). Late quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. *Geod. Acta*, **14**, 231-263.
- HIPPOLYTE J.-C. & DUMONT T. (2000). Detection of Quaternary thrusts, folds and faults in a low seismicity area: examples in the Southern Alps (France). *Terra Nova*, **12**, 156-162.
- HOFFMAN P.F. & GROTZINGER J.-P. (1993). Orographic precipitation, erosional unloading, and tectonic style. *Geology*, **21**, 195-198.
- HOORELBECK J. & DESCROIX L. (1992). La mesure de l'érosion actuelle par la méthode de la "règle topographique". *Bull. Lab. Rhodanien Géomorphologie*, **29-30**, 35-49.
- HOUSE M.A., WERNICKE B.P. & FARLEY K.A. (1998). Dating topography of the Sierra Nevada, California, using apatite (U-Th)/He ages. *Nature*, **396**, 66-69.
- HOVIVUS N. (2000). Macroscale process systems of mountain belt erosion. In *Geomorphology and global tectonics*, Summerfiel M.A. Ed., Wiley and Sons Ltd, 77-105.
- HOWARD A. & KERBY G. (1983). Channel changes in badlands. *Geol. Soc. America Bull.*, **94**, 739-752.
- HOWARD A.D., DIETRICH W.E. & SEIDL M.A. (1994). Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geoph. Res.*, **99**, 13 971-13 986.
- IVY-OCHS S. (1996). The dating of rock surfaces using *in-situ* produced ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl , with examples from Antarctica and the Swiss Alps. *Thèse Sciences Naturelles, Inst. Féd. Technol. Zürich*, 196 p.
- IVY-OCHS S., SCHLÜCHTER C., KUBIK P.W., HANS-ARNO S., BEER J. & KERSCHNER H. (1996). The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ^{10}Be , ^{26}Al , ^{36}Cl . *Ecl. geol. Helv.*, **89**, 1049-1063.
- JONES S.T., FROSTICK L.E. & ASTIN T.R. (1999). Climatic and tectonic controls on fluvial incision and aggradation in the Spanish Pyrenees. *J. Geol. Soc. London*, **156**, 761-769.
- JORDA M., ROIRON P. & VERNET J.-L. (1988). La formation alluviale à flore fossile des Fontaines (Digne, Alpes de Haute Provence) : un jalon important dans l'évolution tectonogénique tardive de l'Arc Subalpin de Digne. *Géol. Alp.*, **64**, 49-59.
- JORDA M. (1988). L'évolution des versants sud alpins de moyenne altitude au cours du Quaternaire supérieur. Vallées du Haut Verdon et de la Moyenne Durance. *Géol. Alp., Mém. H.S.*, **14**, 251-259.
- JORDA M., ROSIQUE T. & EVIN J. (2000). Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **331**, 187-193.
- JOUANNE F., GENAUDEAU N., MÉNARD G. & DARMENDRAIL X. (1998). Estimating present-day displacement fields and tectonic deformation in active mountain belts : an example from the Chartreuse Massif and the Southern Jura Mountains, Western Alps. *Tectonophysics*, **296**, 403-419.
- JOUZEL J., LORIS C., PETIT J.R., GENTHON C., BARKOV N.I., KOTLYAKOV V.M. & PETROV V.M. (1987). Vostok ice-core: a continuous isotope temperature record over the last climatic cycle (160,000 years). *Nature*, **329**, 403-419.
- KUBIK P.W., IVY-OCHS S., MASARIK J., FRANK M., & SCHLÜCHTER C. (1998). ^{10}Be and ^{26}Al production rates deduced from an instantaneous event within the dendro-calibration curve, the landslide of Köfels, Ötztal Valley, Austria. *Earth Plan. Sci. Letters*, **161**, 231-241.

- KURTZ A.C., DERRY L.A., CHADWICK O.A. & ALFANO M.J. (2000). Refractory element mobility in volcanic soils. *Geology*, **28**, 8, 683-686.
- LAL D. (1987). In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks. *Ann. Rev. Earth Plan. Sciences*, **16**, 355-388.
- LAL D. (1991). Cosmic ray labelling of erosion surfaces: *in situ* nuclide production rates and erosion models. *Earth Plan. Sci. Letters*, **104**, 424-439.
- LONDON N. & PIÉGAY H. (1999). Mise en évidence de l'ajustement d'un lit fluvial à partir de documents d'archives : le cas de la haute Drôme. *Rev. Géogr. Alpine*, **87**, 67-86.
- LAVÉ J. & AVOUAC J.P. (2000). Active Folding of fluvial terraces across the Siwalik Hills, Himalayas of Central Nepal. *J. Geoph. Res.*, **105**, B3, 5735-5770.
- LAVE J. & AVOUAC J.P. (2001). Fluvial incision and tectonic uplift across the Himalayas of central Nepal. *J. Geoph. Res.*, **106**, B11, 25 561-25 593.
- LECOMPTÉ M., LHÉNAFF R. & MARRE A. (1998). Huit ans de mesures du ravinement des marnes dans les baronnies méridionales (Préalpes françaises du Sud). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, **4**, 351-374.
- LELAND J., REID M.R., BURBANK D.W., FINKEL R. & CAFFEE M. (1998). Incision and differential bedrock uplift along the Indus River near Nanga Parbat, Pakistan Himalaya, from ^{10}Be and ^{26}Al exposure age dating of bedrock straths. *Earth Plan. Sci. Letters*, **154**, 93-107.
- LEMOINE M., DE GRACIANSKY P.-C. & TRICART P. (2000). De l'océan à la chaîne de montagnes. Tectonique des plaques dans les Alpes. *Collection Géosciences Soc. Géol. France*, 207 p.
- LEOPOLD L.B. & MADDOCK T. (1953). Hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geol. Survey Prof. Paper*, **252**, 57 p.
- LIGNIER V. (1996). Caractérisation des destructurations synsédimentaires d'origine sismique dans les sédiments lacustres quaternaires "les argiles du trièves". *Mémoire DEA, Univ. Savoie*, 30 p.
- LITHGOW-BERTELLONI C. & SILVER P.G. (1998). Dynamic topography, plate driving forces and the African superswell. *Nature*, **395**, 269-272.
- LORY C. (1899). L'histoire de la vallée moyenne du Drac pendant le Quaternaire. *Bull. Soc. Sciences Isère*, **4**, 409-411.
- MAGNY M. (1995). Une histoire du climat. *Errance Ed.*, 176 p.
- MANALT F. (1997). Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes Nord-Occidentales. Lac d'Annecy. *Thèse. Univ. Savoie*, 227 p.
- MANDIER P. (1984). Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviales quaternaires dans les Alpes et leur périphérie. *Actes du colloque : "Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviales quaternaires"*, *Bull. AFEQ*, (2), **17/18/19**, p. 113-119.
- MANDIER P. (1988). Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique. *Doc. BRGM*, **151**, 3 tomes, 865 p.
- MARKS L. (2002). Last Glacial Maximum in Poland. *Quat. Science Rev.*, **21**, 103-110.
- MASSEPORT J. (1958). Le Diois, les Baronnies et leur avant-pays rhodanien. Etude morphologique. *Thèse Sciences, Univ. Grenoble*, 434 p.
- MERRITTS D.J. & ELLIS M. (1994). Introduction to special section on tectonics and topography. *J. Geoph. Res.*, **99**, 12 135-12 141.
- MERRITTS D.J. & VINCENT K.R. (1994). Long river profiles, tectonism, and eustasy: A guide to interpreting fluvial terraces. *J. Geoph. Res.*, **99**, 14 031-14 050.
- MEIGS A. & SAUBER J. (2000). Southern Alaska as an example of the long-term consequences of mountain building under the influence of glaciers. *Quat. Science Rev.*, **19**, 1543-1562.
- MÉNARD G. (1988). Structure et cinématique d'une chaîne de collision. Les Alpes Occidentales et Centrales. *Thèse Sciences Univ. Grenoble*, 268 p.
- MÉNARD G., DARMENDRAIL X., JOUANNE F., LELARGE L., BECK C. & TARDY M. (1993). L'origine des grandes vallées alpines : tectonique récente ou érosion ? *Géol. Alp. Série sp. Résumés de colloques*, **2**, 34-35.
- MIRAMONT C. (1998). Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance. *Thèse Lettres Univ. Aix-Marseille I*, 286 p.
- MOLNAR P. & ENGLAND P. (1990). Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change : Chicken or egg? *Nature*, **346**, 29-34.
- MONTGOMERY D.R. (1994). Valley incision and the uplift of mountain peaks. *J. Geoph. Res.*, **99**, B6, 13 913-13 921.
- MONTGOMERY D.R., ABBE T.B., BUFFINGTON J.M., PHIL PETERSON N., M.SCHMIDT K. & STOCK J.D. (1996). Distribution of bedrock and alluvial channels in forested mountain drainage basins. *Nature*, **381**, 587-588.
- MONTJUVENT G. (1965). Le Quaternaire des Alpes Françaises. Analyse bibliographique. *Monographie*, 255 p.
- MONTJUVENT G. (1969a). Essais morphologiques sur un piémont alpin. I. La basse vallée de l'Isère. *Rev. Géogr. Alpine*, **57**, 2.
- MONTJUVENT G. (1969b). Datation par le radiocarbone dans une moraine locale des chaînes subalpines à Prénfey-du-Gua près Grenoble (Isère). *C. R. Acad. Sci. Paris*, **268**, 1272-1375.
- MONTJUVENT G. (1969c). Nouvelles datations absolues dans les formations quaternaires du Sillon alpin méridional. *Rev. Géogr. Phys.*, **1969**, 545-558.
- MONTJUVENT G. (1973a). La transfluence Durance-Isère. Essai de synthèse du Quaternaire du bassin du Drac (Alpes Françaises). *Géol. Alp.*, **49**, 57-118.
- MONTJUVENT G. (1973b). L'érosion sur les Alpes françaises d'après l'exemple du Massif du Pelvoux. *Rev. Géogr. Alpine*, **61**, 107-120.
- MONTJUVENT G. (1978). Le Drac. Morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin. *Grenoble, Ed CNRS*, 433 p.
- MONTJUVENT G. & WINISTORFER J. (1980). Glaciations quaternaires dans les Alpes franco-suissees et leur piedmont. *Géol. Alp.*, **56**, 251-282.
- MONTJUVENT G. (coord.) (1984a). Cartes. Q1 (Quaternaire froid anté-Riss), Q2 (Riss), Q3 (Würm), Q4 (Interglaciaires), *In Debrand-Passard S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM*, **125**
- MONTJUVENT G. (coord.) (1984b). Quaternaire. *In Debrand-Passard S. et al., Synthèse géologique du Sud-Est de la France. Mém. BRGM*, **125**, 521-597.
- MONTJUVENT G. & NICOU G. (1987). Les paléo-lacs des vallées alpines du Grésivaudan, du Bourget et d'Annecy, France. *Document du S.E.R.L.A.T.*, **1**, 213-231.
- MONTJUVENT G. (1988). La déglaciation rhodanienne entre les moraines internes et le Val du Bourget. *Géol. Alp.*, **64**, 61-104.
- MONTJUVENT G. & NICOU G. (1988). Interprétation de la déglaciation rhodanienne au Würm, des moraines "internes" à la cuvette lémanique. *Bull. AFEQ*, **1988**, 129-140.
- MORET L. & DEBELMAS J. (1959). Structure géologique et hydrogéologie du bassin de Vif et de Pont-de-Claix. *Trav. Lab. Géol. Grenoble*, **35**, 137-160.
- MOSCARIELLO A., PUGIN A., WLDI W., BECK C., CHAPRON E., DEBATIST M., GIRARD CLOS, IVY-OCHS S., RACHOUD-SCHNEIDER A.M., SIGNER & VAN CLAUVENBERGHE T. (1998). Post-Würm deglaciation in the lacustrine environments of the eastern end of the lake Geneva basin (WE Switzerland and France). *Ecl. Geol. Helv.*, **91**, 2, 185-201.
- NICOU G., CODDET E., BLAVOUX B. & DRAY M. (1993). Les complexes détritiques de marge glaciaire active dans le Bas-Chablais (Bassin Lémanique, France). Implications hydrogéologiques. *Quaternaire*, **4**, 69-76.
- NICOU G., DE LOS COBOS G., FUDRAL S., DRAY M., POLLICINI F., NOVEL J.-P., PARRIAUX A., ZUPPI G.-M., BONETTO F., PAILLET A., OLIVE P. & PUIG J.-M. (1999). Les étapes du comblement alluvial de la plaine d'Aoste (Italie): une dynamique lacustre complexe. *Ecl. Geol. Helv.*, **92**, 139-147.

- OWEN L.A., FINKEL R.C. & CAFFEE M.W. (2002). A note on the extent of glaciation throughout the Himalaya during the global Last Glacial Maximum. *Quat. Sci. Reviews*, **21**, 147-157.
- PAUL A., CATTANEO M., THOUVENOT F., SPALLAROSSA D., BETHOUX N. & FRECHET J. (2001). A three dimensional crustal velocity model of the southwestern Alps from local earthquake tomography. *J. Geoph. Res.*, **106**, (B9), 19 367-19 389.
- PAZZAGLIA F.J., GARDNER T.W. & MERRITTS D.J. (1998). Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scales determined by fluvial terraces. In *Rivers over rock ; fluvial processes in bedrock channels*, K.J.Tinkler, E.E.Wohl Eds. *AGU Geoph. Monograph*, **107**, 207-235.
- PAZZAGLIA F.J. & BRANDON M.T. (2001). A fluvial record of long-term steady-state uplift and erosion across the Cascadia forearc high, western Washington state. *Am. J. Science*, **301**, 385-431.
- PENCK W. (1924). Die morphologische analyse. *J. Engelhorn's Nachfolger, Stuttgart*, 283p.
- PENCK A. & BRUCKNER E. (1901-1909). Die Alpen im Eiszeitalter, 3 vol, 1199 pp., Leipzig / traduit par R. Schudel : Les Alpes Françaises à l'époque glaciaire. *Trav. Lab. Géol. Univ. Grenoble*, **8** (1907), 111-267.
- PERG L.A., ANDERSON R.S. & FINKEL R.C. (2001). Use of a new ^{10}Be and ^{26}Al inventory method to date marine terraces, Santa Cruz, California. *Geology*, **29**, 879-882.
- PERRIAUX J., MONTJUVENT G., & USELLE J.P. (1984). Sédimentologie du Néogène du Bas Dauphiné. *Géologie de la France*, **1-2**, 105-114.
- PERSONIUS S.F. (1993). Age and origin of fluvial terraces in the central Coast Range, western Oregon. *U.S. Geol. Survey Bull.*, **2038**, 56 pp.
- PERSONIUS S.F. (1995). Late Quaternary stream incision and uplift in the forearc of the Cascadia subduction zone, western Oregon. *J. Geoph. Res.*, **100**, 20 193-20 210.
- PHILIPPE Y., DEVILLE E. & MASCLE A. (1998). Thin skin inversion tectonics at oblique basin margins : example of the western Vercors and Chartreuse subalpine massifs (southeastern France). In *Cenozoic Foreland Basins of Western Europe*. Mascle A. et al. Ed. *Geol. Soc. London Sp. Pub.*, **134**, 239-262.
- PIFFNER O.A., HEITZMANN P., LEHNER P., FREI W., PUGIN A. & FELBER M. (1997). Incision and backfilling of the alpine valleys: pliocene, pleistocene and holocene processes. In *Deep Structure of the Swiss Alps : Results of NRP 20*, Piffner O.A., Lehrer P., Heitzmann P., Mueller St., Sleik A. Eds. *Birkhäuser Verlag Ed.*, 265-289.
- PRENTICE I.C., GUIOT J. & HARRISON S.P. (1992). Mediterranean vegetation, lake levels and paleoclimate at the last glacial maximum. *Nature*, **360**, 658-660.
- RAMIREZ-RASCON B. (1987). Analyse géotechnique des glissements de versant sédimentaires sur des plans de stratification. *Thèse Univ. Grenoble, INPG*, 157 p.
- REINECK H.-E. & SINGH I.B. (1973). Depositional sedimentary environments. *Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg*, 440 p.
- REPKA J.L., ANDERSON R.S. & FINKEL R.C. (1997). Cosmogenic dating of fluvial terraces, Fremont River, Utah. *Earth Plan. Sci. Letters*, **152**, 59-73.
- RICHARD H. & BEGEOT C. (2000). Le Tardiglaciaire du massif jurassien : bilan et perspectives de recherche. *Quaternaire*, **11**, (2), 145-154.
- RITZ J.F. (1992). Tectonique récente et sismotectonique des Alpes du Sud. *Quaternaire*, **3**, 111-124.
- ROE G.H., MONTGOMERY D.R. & HALLETT B. (2002). Effects of orographic precipitation variations on the concavity of steady-state river profiles. *Geology*, **30**, 143-146.
- ROSIQUE T. (1996). Morphogenèse et évolution des paléoenvironnements alpins de la fin des temps glaciaires au début de l'Holocène. *Thèse Géographie Physique, Univ. Aix-Marseille I*, 288 p.
- ROUSSET P. (1982). Carte d'hydrogéologie du Vercors. *Thèse 3e cycle Univ. Grenoble*, 55p., 2 cartes.
- RUXTON, B.P. & McDougall I. (1967). Denudation rates in NE Papua from K-Ar dating of lavas. *Am. J. Science*, **265**, 545-561.
- SAHARJIAN D. & MAUS J.E. (1994). Basalt vesicularity as a measure of atmosphere pressure and paleoelevation. *Nature*, **372**, 449-451.
- SALVADOR P.-G. (2001). L'évolution holocène de la plaine alluviale de l'Isère dans l'ombilic de Moirans (Isère, France). *Quaternaire*, **12**, 127-135.
- SASOWSKY I.D., WHITE W.B. & SCHMIDT V.A. (1995). Determination of stream-incision rate in the Appalachian plateaus by using cave-sediment magnetostratigraphy. *Geology*, **23**, 415-418.
- SCHALLER M., VON BLANCKENBURG F., HOVIUS N. & KUBIK P.W. (2001). Large scale erosion rate from *in situ*-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth Plan. Sci. Letters*, **188**, 441-458.
- SCHLUNEGGER F. (1999). Controls of surface erosion on the evolution of the Alps : constraints from the stratigraphies of the adjacent foreland basins. *Int. J. Earth Sciences*, **88**, 285-304.
- SCHOENEICH P. (1998). Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groënland. *Quaternaire*, **9**, 3, 203-215.
- SCHUMM S.A. (1981). Evolution and response of the fluvial system, sedimentologic implications. In *Earthridhge F.G & Flores R.M. eds.* : "Recent and ancient non marine depositional environments: models for exploration". *SEPM Sp. Pub.*, **31**, 19-29.
- SEIDL M.A. & DIETRICH W.E. (1992). The problem of channel erosion into bedrock. *CATENA, supplement*, **23**, 101-124.
- SEIDL M.A., DIETRICH W.E. & KIRCHNER J.W. (1994). Longitudinal Profile Development into Bedrock: An Analysis of Hawaiian Channels. *J. Geol.*, **102**, 457-474.
- SEIDL M.A., FINKEL R.C., CAFFEE M.W., HUDSON G.B. & DIETRICH W.E. (1997). Cosmogenic isotope analyses applied to river longitudinal evolution: problems and interpretations. *Earth Surface Processes and Landforms*, **22**, 195-209.
- SEWARD D., FORD M., BÜRGISSE J., LICKORISH H., WILLIAMS E.A. & MECKELL L.D. (1999). Preliminary results of fission-track analyses in the Southern Pelvoux area, SE France, 3rd Workshop on Alpine Geological studies, Orapa-Biella, sept. 1999, *Mem. Sci. Geol. Padova*, **51**, 25-31.
- SHUNJI OUCHI (1985). Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement. *Geol. Soc. America Bull.*, **96**, 504-515.
- SIAME L.L., BOURLÈS D.L., SEBRIER M., BELLIER O., CASTANO J.C., ARAUJO M., DEREZ M., RAISBECK G.M. & YIOU F. (1997). Cosmogenic dating ranging from 20 to 700 ka of a series of alluvial fans surfaces affected by the El Tigre fault, Argentina. *Geology*, **25**, 11, 975-978.
- SIAME L.L., BRAUCHER R. & BOURLÈS D.L. (2000). Les nucléides produits in-situ: de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bull. Soc. géol. France*, **171**, 4, 383-396.
- SKLAR L. & DIETRICH W.E. (1998). River longitudinal profiles and bedrock incision models : stream power and the influence of sediment supply. In *Rivers over rock ; fluvial processes in bedrock channels*. K.J.Tinkler, E.E.Wohl Eds., *AGU Geoph. Monograph*, **107**, 237-260.
- SKLAR L. & DIETRICH W.E. (2001). Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, **29**, 1087-1090.
- SMALL E. & ANDERSON R. (1995). Geomorphically driven late cenozoic rock uplift in the Sierra Nevada, California. *Science*, **270**, 277-280.
- SNYDER N.P., WHIPPLE P.X., TUCKER G.E. & MERRITTS D.J. (2000). Landscape response to tectonic forcing : DEM analysis of stream profiles in the Mendocino triple junction region, northern California. *Geol. Soc. America Bull.*, **112**, 1250-1263. STOCK J.D. & MONTGOMERY D.R. (1999). Geologic constraints on bedrock river incision using the stream power law. *J. Geoph. Res.*, **104**, B3, 4983-4993.
- STONE J.O. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *J. Geoph. Res.*, **105**, B10, 23 753-23 759.
- SUE C., TRICART P., DUMONT T. & PÉCHER A. (1997). Raccourcissement polyphasé dans le massif du Pelvoux (Alpes occidentales) : exemple d'un chevauchement de socle de Villars-Notre-Dame. *C. R. Ac. Sc. Paris*, **324**, 847-854.

- SUE C., THOUVENOT F., FRÉCHET J. & TRICART P. (1999). Widespread extension in the core of the western Alps revealed by earthquake analysis. *J. Geoph. Res.*, **104**, 25 611-25 622.
- TALLING P.J. & SOWTER M.J. (1998). Erosion, deposition and basin-wide variations in stream power and bed shear stress. *Basin Research*, **10**, 87-108.
- TERRIER M. & LENOTRE N. (1989). Reconnaissance néotectonique d'un accident majeur en Provence : utilisation de la comparaison des nivellements et de l'analyse morphostructurale. *Bull. AFEQ*, **1989-3**, 161-170.
- THOUVENOT F., FRÉCHET J., TAPPONNIER P., THOMAS J.-CH., LE BRUN B., MÉNARD G., LACASSIN R., JENATTON L., GRASSO J.-R., COUTANT O., PAUL A. & HATZFELD D. (1998). The ML 5.3 Épagny (French Alps) earthquake of 1996 July 15: a long-awaited event on the Vuache fault. *Geoph. J. Int.*, **135**, 876-892.
- TIERCELIN J.-J. (1974). Le bassin de Laragne-Sisteron : stratigraphie et sédimentologie des dépôts pléistocènes. *Thèse Univ. Provence Aix-Marseille*, 148 p.
- TINKLER K. & WOHL E. (1998). A primer on Bedrock Channels. In *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. K.J.Tinkler, E.E.Wohl Eds. *AGU Geoph. Monograph*, **107**, 261-278.
- TRICART J. (1954). Périglaciaire et fluvioglaciaire. Essai de corrélation du Quaternaire durancien. *Mém. doc. Centre Doc. Carto. C.N.R.S.*, **4**, 171-202.
- TRICART P., SCHWARTZ S., SUE C., POUPEAU G. & LARDEAUX J.-M. (2000). La dénudation tectonique de la zone ultradauphinoise et l'inversion du front briançonnais au sud-est du Pelvoux (Alpes occidentales) : une dynamique miocène à actuelle. *Bull. Soc. Géol. France*, **172**, 49-58.
- VAN DER BEEK P., PULFORD A. & BRAUN J. (2001). Cenozoic landscape development in the Blue Mountains (SE Australia): lithological and tectonic controls on rifted margin morphology. *J. Geology*, **109**, 35-56.
- VANRENSBERGER P., DEBATIST M., BECK C. & MANALT F. (1998). High resolution seismic stratigraphy of late Quaternary fill of lake Annecy (NW Alps) ; evolution from glacial to interglacial sedimentary processes. *Sedimentary Geol.*, **117**, 1-2, 71-96.
- VESSILLER Y. (2001). Structure et cinématique de la partie nord de la nappe de Digne : relations avec les sédiments synorogéniques. *Mém. DEA Dynamique de la Lithosphère, Univ. Grenoble I*, 26 p.
- VEYRET P. (1945). Les pays de la Moyenne Durance Alpestre. Etude géographique. *Thèse Lettres, Univ. Grenoble, Ed. Arthaud*, 565 p.
- VIVIAN R. (1970). Hydrologie et érosion sous-glaciaire. *Rev. Géogr. Alp.*, **58**, 241-264.
- WEISSEL J.K. & SEIDL M.A. (1998). Inland propagation of erosional escarpments and river profile evolution across the southeast Australian passive continental margin. In *Rivers over rock: fluvial processes in bedrock channels*. K.J.Tinkler, E.E.Wohl Eds., *AGU Geoph. Monograph*, **107**, 189-206.
- WHIPPLE K.X., KIRBY E. & BROCKLEHURST S.H. (1999). Geomorphic limits to climate-induced increases in topographic relief. *Nature*, **401**, 39-43.
- WHIPPLE K.X. & TUCKER G.E. (1999). Dynamics of the stream-power river incision model: implications for height limits of mountain ranges, landscape response timescales, and research needs. *J. Geoph. Res.*, **104**, B8, 17 661-17 674.
- WHIPPLE K.X., HANCOCK G.S. & ANDERSON R.S. (2000). River incision into bedrock : Mechanics and relative efficacy of plucking, abrasion and cavitation. *Geol. Soc. America Bull.*, **112**, 3, 490-503.
- WHIPPLE K.X. (2001). Fluvial landscape response time: how plausible is steady-state denudation? *Am. J. Science*, **301**, 313-325.
- WILLETT S.D. (1999). Orogeny and orography : the effects of erosion on the structure of mountain belts. *J. Geoph. Res.*, **104**, B12, 28 957-28 981.
- WILLETT S.D., SLINGERLAND R. & HOVIUS N. (2002). Uplift, shortening, and steady-state topography in active mountain belts. *Am. J. Science*, **301**, 455-485.
- WILLETT S.D. & BRANDON M.T. (2002). On steady states in mountain belts. *Geology*, **30**, 175-178.
- WILLIAMS R. S. & FERRIGNO J. G. (1999). Glaciers of South America. Satellite Image Atlas of Glaciers of the World. *US Geol. Survey Prof. Paper*, **1386-1**, I194-I195.
- WINOGRAD I.J., LANDWEHR J.M., LUDWIG K.R., COPLEN T.B. & ROGGS A. (1997). Duration and structure of the past for interglaciations. *Quaternary Research*, **48**, 141-154.
- WOILLARD G.M. (1978). Grande Pile peat bog : a continuous pollen record for the last 140,000 years. *Quaternary Research*, **9**, 1-21.
- ZAPROWSKI B., EVENSON E., PAZZAGLIA F. & EPSTEIN J. (2001). Knickzone propagation in the Black Hills and northern High Plains : a different perspective on the late Cenozoic exhumation of the Laramide Rocky Mountains. *Geology*, **29**, 547-550.

LISTE DES FIGURES ET TABLES

Figure 1– Influence de la distribution des précipitations sur la tectonique d'un prisme orogénique.	p. 5
Figure 2– Surrection-Incision : modèles de couplage.	p. 6
Figure 3– Exemples de knickpoints tectoniques et de knickpoints régressifs.	p. 8
Figure 4– Origines de la concavité générale et des convexités locales des profils longitudinaux de rivières.	p. 10
Figure 5– Variabilité altitudinale et latitudinale du taux de production des cosmonucléides.	p. 11
Figure 6– Evolution du taux de production du ^{10}Be et de l'intensité du champ magnétique terrestre au cours des derniers 50 ka	p. 12
Figure 7– Evolution théorique de la concentration d'un cosmonucléide en fonction du temps, de sa période de désintégration et du taux d'érosion.	p. 14
Figure 8– Formation des Basses terrasses alluviales de la frange périglaciaire des Alpes françaises : théorie et exemple.	p. 16
Figure 9– Formation des Hautes Terrasses alluviales de la frange périglaciaire des Alpes françaises : théorie et exemple.	p. 16
Figure 10– Origine des synchronismes des diachronismes longitudinaux et transversaux qui se produisent pendant l'abandon d'une surface de terrasse.	p. 17
Figure 11– Structures tectoniques majeures les plus récentes de l'arc alpin occidental.	p. 19
Figure 12– Echelles chronostratigraphiques et chartes isotopiques couvrant le Pléistocène et l'Holocène.	p. 20
Figure 13– Situation dans les Alpes des zones les plus favorables à l'analyse morphologique des rivières et à la quantification de l'incision.	p. 21
Figure 14– Exemple de réajustement postglaciaire de profil longitudinal : le torrent de la Muande, massif des Ecrins.	p. 22
Figure 15– Bassins rhexistasiques de la zone intraglacière. Vallée Froide, Maurienne.	p. 23
Figure 16– Redistribution karstique des eaux entre bassins versants : exemple du sud Vercors.	p. 24
Figure 17– Méthode de projection d'une rivière et de ses terrasses sur un axe de vallée : Exemple de la Drôme.	p. 26
Figure 18– Contraintes apportées par un glacis sur la connaissance de l'élévation d'un paléo-cours de rivière : Exemple du glacis d'Aurel, vallée de la Drôme.	p. 26
Figure 19– Extension maximale des glaciers aux Würm et au Riss.	p. 28
Figure 20– Profils actuel et pléniglaciaire du Drac.	p. 29
Figure 21– Coupe transversale au niveau des gorges de Monteynard à travers les 4 dernières vallées épigéniques du Drac.	p. 29
Figure 22– Disposition des réseaux de drainage enfouis épigéniques du Drac par rapport au réseau actuel.	p. 30
Figure 23– Organisation générale du relief des Alpes du Dauphiné Méridionales.	p. 32
Figure 24– Déclivité des pentes dans les Alpes du Dauphiné Méridionales et localisation des coupes et cartes de détail.	p. 33
Figure 25– Formations à l'affleurement dans les bassins du Drac, du Buëch et de la Drôme.	p. 34
Figure 26– Relations entre la structure des terrains et leur répartition à l'affleurement dans les bassins drainés par la Drôme, le Drac et le Buëch.	p. 35
Figure 27– Relations entre la structure et le relief des Alpes du Dauphiné Méridionales.	p. 36
Figure 28– Principales rivières des ADM et drains mineurs cités dans le texte	p. 37
Figure 29– Indices d'activité néotectonique dans les Alpes du Dauphiné Méridionales.	p. 39
Figure 30– Sismicité instrumentale 1989-2000 et sismicité historique des Alpes du Dauphiné Méridionales.	p. 40
Figure 31– Carte des formations quaternaires de la vallée du Drac.	p. 42
Figure 32– Milieux de dépôt et d'incision le long de la vallée du Drac.	p. 44
Figure 33– Profils longitudinaux projetés des surfaces de comblement fluviale des paléovallées du Drac et du Drac actuel.	p. 45
Figure 34– Projection suivant le cours du Drac des formations incisées par le Drac depuis le Dernier Maximum Glaciaire.	p. 46
Figure 35– Carte schématique des formations quaternaires du Champsaur.	p. 47
Figure 36– Carte des surfaces de terrasses du Drac.	p. 48
Figure 37– Organisation des surfaces de terrasses le long du Drac actuel.	p. 49
Figure 38– Carte des surfaces des hautes et moyennes terrasses du bassin des Buëchs.	p. 51
Figure 39– Organisation des terrasses de la vallée du Buëch suivant l'écoulement des eaux de fonte de la langue glaciaire diffuse de la Freyssinouse.	p. 52
Figure 40– Carte des surfaces des hautes terrasses et glacis de la vallée de la Drôme.	p. 53
Figure 41– Organisation des terrasses de la Drôme suivant son profil longitudinal.	p. 54
Figure 42– Erosions et enfouissements de surfaces de terrasses.	p. 55
Figure 43– Apport des datations absolues à la corrélation des terrasses: exemple de la rivière Mattole, Californie.	p. 55
Figure 44– Localisation des sites de quelques datation absolues mentionnées.	p. 56
Figure 45– Vues des sites de datation ^{10}Be de la vallée du Drac.	p. 58
Figure 46– Coupe transversale de la vallée du Drac sur le Site d'échantillonnage Drac 1.	p. 60
Figure 47– Coupe générale semi-interprétative à travers l'ombilic würmien du glacier de la Séveraisse au niveau du site d'échantillonnage Drac 5.	p. 60
Figure 48– Coupe longitudinale de la "terrasse de St Bonnet", des sites de datation ^{10}Be Drac 8 à Drac 6.	p. 60
Figure 49– Coupes de détail sur le site de datation Drac 8.	p. 60
Figure 50– Vues des sites de datation du Buëch.	p. 62
Figure 51– Représentation schématique du spectromètre de masse par accélération du type Tandetron.	p. 64

Figure 52– Protocole d'extraction du ^{10}Be .	p. 65
Figure 53– Profils de concentration en ^{10}Be des cinq sites du Drac et du site Buëch 3.	p. 71
Figure 54– Détermination des combinaisons d'âge et d'héritage les plus proches des profils de concentration observés.	p. 73
Figure 55– Ages d'abandon apparents des sites Buëch 1, 2 et 3 comparés aux âges présumés.	p. 74
Figure 56– Modèle conceptuel d'exhumation différentielle des quartzites des terrasses du Buëch sous les effets conjugués de la pédogenèse, de la déflation éolienne et de l'action anthropique.	p. 76
Figure. 57– site Buëch 1 : modélisation des effets cumulés de l'altération et de l'érosion éolienne sur la dispersion des âges ^{10}Be apparents des galets de surface.	p. 82
Figure 58– Modélisation numérique de la dispersion des âges d'exposition apparents, site Buëch 2.	p. 82
Figure 59– Carte de localisation des sites d'échantillonnage des sols des terrasses de la vallée de la Drôme pour les corrélations pédologiques et la datation par âge d'exposition.	p. 84
Figure 60– Couleur des sols fersiallitiques des terrasses de la Drôme d'après le code de Munsell.	p. 85
Figure 61– Evolution du cortège argileux dans les terrasses de la Drôme entre les alluvions et le sol. Rapports sol/alluvion des fractions massiques de quelques argiles caractéristiques de l'état d'altération.	p. 86
Figure 62– Teneurs en illites et kaolinites des sols de terrasse le long de la Drôme, par niveau de terrasses, d'aval en amont.	p. 86
Figure 63– Composition moyenne des cortèges argileux du sol par niveau de terrasses, vallée de la Drôme.	p. 87
Figure 64– Ages présumés et âges ^{10}Be des terrasses du Drac : Ages et incertitudes d'après la modélisation des profils de concentration.	p. 89
Figure 65– Nouvelle chronologie des extensions du glacier de la Durance d'après les datations ^{10}Be de la vallée du Buëch.	p. 92
Figure 66– Modèles d'évolution de knickpoints selon la résistance du substrat.	p. 95
Figure 67– Localisation et nature des knickpoints le long du cours actuel du Drac.	p. 96
Figure 68– Arrangement actuel des cours d'eau et des principaux corps sédimentaires quaternaires dans la basse vallée du Drac.	p. 100
Figure 69– Profil N-S des rides, sillons glaciaires et surfaces alluviales dans l'ombilic glaciaire de la Basse Vallée du Drac.	p. 101
Figure 70– Reconstitution paleogéographique de la basse vallée du Drac au Tardiglaciaire.	p. 102
Figure 71– Evolution du profil longitudinal du Drac depuis le Dernier Maximum Glaciaire alpin.	p. 103
Figure 72– Evaluation du taux d'incision à long terme à la confluence des Buëchs.	p. 105
Figure 73– Variation du taux d'incision le long de la Drôme.	p. 107
Figure 74– Correction des artefacts du MNT à 50 mètres IGN pour le calcul des volumes sédimentaires piégés dans la retenue naturelle comblée du Grand Lac du Claps de Luc-en-Diois.	p. 109
Figure 75– Volume total de sédiments déposés depuis 1442 par la Drôme et ses affluents en amont de l'écroulement du Claps de Luc-en-Diois.	p. 110
Figure 76– Estimation des volumes piégés dans le Grand Lac du Claps et hors du lac.	p. 111
Figure 77– Profils longitudinaux de quelques grandes rivières caractéristiques des domaines intraglaciaires et juxtaglaciaires : Exemples de la Bonne, de la Romanche et du Drac.	p. 117
Figure 78– Exemples de rivières du massif des Ecrins à gorge de raccordement postglaciaire basale.	p. 118
Figure 79– Influence de la lithologie sur les profils longitudinaux d'une rivière proglaciaire et d'une rivière périglaciaire.	p. 120
Figure 80– Profils longitudinaux caractéristiques de grandes rivières périglaciaires des Alpes du Dauphiné Méridionales.	p. 121
Figure 81– Colonne stratigraphique de la couverture méso-cénozoïque à l'affleurement dans la zone périglaciaire des Alpes du Dauphiné Méridionales.	p. 122
Figure 82– Profils longitudinaux de rivières périglaciaires à knickpoints lithogéniques.	p. 123
Figure 83– Localisation des knickpoints lithogéniques étudiés le long des rivières périglaciaires des Alpes du Dauphiné Méridionales.	p. 124
Figure 84– Domaine d'existence des knickpoints en fonction de la lithologie et de l'aire drainée.	p. 125
Figure 85– Carte de la bande de divagation actuelle de la vallée de la Drôme et de celles de ses affluents les plus larges.	p. 126
Figure 86– Evolution de la largeur le long de quelques rivières des Alpes du Dauphiné Méridionales en fonction de la lithologie et de l'aire drainée.	p. 127
Figure 87– Profil longitudinal de la nappe alluviale située sous les cours du Petit Buëch et du Buëch aval, d'après des observations de surface complétées par des données de forages de la banque de donnée du sous sol du B.R.G.M.- région P.A.C.A.	p. 128
Figure 88– Influence de la lithologie sur la valeur des pentes.	p. 129
Figure 89– Modèle de contrôle des profils en long d'équilibre des rivières des Alpes du Dauphiné Méridionales par la charge et la lithologie du bedrock.	p. 129
Figure 90– Modèle de contrôle de la largeur des bandes de divagation des rivières des Alpes du Dauphiné Méridionales par la charge et la lithologie du bedrock.	p. 130
Figure 91– Modèle d'évolution de la morphologie fluviale en fonction de la vitesse d'incision.	p. 131
Figure 92– Diagramme AS du Drac et de rivières périglaciaires des Alpes du Dauphiné Méridionales.	p. 132
Figure 93– Relief et précipitations annuelles moyennes sur la zone dauphinoise.	p. 133

Figure 94– Diagramme AS comparatif du Drac et de la Drôme, une fois appliquée à l'aire drainée une pondération tenant compte d'un effet orographique $p=560 + 0.65 z$.	p. 134
Figure 95– Localisation dans les Alpes du Dauphiné Méridionales des sites de mesure de la largeur de la bande de divagation.	p. 135
Figure 96– Largeur de la bande de divagation de rivières des Baronnies en fonction de leur aire drainée selon la formation traversée.	p. 136-137
Figure 97– Influences respectives de la lithologie du lit rocheux et des proportions des différents ensembles lithologiques drainées sur le profil longitudinal de la Blaisance.	p. 139
Figure 98– Glacis-cônes périglaciaires du Nord du bassin du Roubion.	p. 140
Figure 99– Largeur de bandes de divagation anciennes du Buëch et de la Drôme en fonction de la largeur de la bande de divagation actuelle, selon la lithologie.	p. 141
Figure 100– Rapport, en fonction de l'aire drainée et de la formation traversée, des largeurs des bandes de divagation contemporaines des niveaux T1 du Buëch et de la Haute Terrasse de la Drôme sur les largeurs de leurs plaines de divagation actuelles.	p. 141
Figure 101– Evolution de la largeur de la plaine de divagation le long des Buëchs en fonction de la lithologie : différenciation du modelé glaciaire et du modelé fluvial.	p. 143
Figure 102– Influence de l'aire drainée sur la stabilité du réseau hydrographique.	p. 145
Figure 103– Un exemple de production de relief structural sans migration du réseau hydrographique : recoupe-ment et déstabilisation des assises calcaires du Crétacé Supérieur du Synclinal des Gâs, bassin de la Drôme.	p. 146
Table 1– Principaux cosmonucléides utilisés pour les datations de surfaces terrestres	p. 11
Table 2– Réactions produisant le ^{10}Be et ^{26}Al dans le quartz (d'après Ivy-Ochs, 1996)	p. 12
Table 3– Situation, origine et âges supposés des sites du Drac retenus pour les datations par âge d'exposition	p. 59
Table 4– Profondeur, poids et nature des échantillons prélevés le long du Drac	p. 59
Table 5– Situation, origine et âges supposés des sites du Buëch retenus pour les datations par âge d'exposition	p. 61
Table 6– Profondeur, poids et nature pétrographique des échantillons prélevés sur les sites de datation du Buëch	p. 61
Table 7– Profondeur, poids et nature des échantillons prélevés sur le site de datation de la Drôme	p. 63
Table 8– Concentration en ^{10}Be des échantillons du Drac et du Buëch	p. 66-67
Table 9– Correction de l'effet d'écran du relief selon les sites de datation	p. 68
Table 10– Facteurs correctifs du taux de production appliqués aux sites du Drac et âges apparents	p. 69
Table 11– Ages des terrasses du Drac d'après la modélisation des profils de concentration	p. 71
Table 12– Facteurs correctifs du taux de production appliqués aux sites du Buëch et âges apparents	p. 72
Table 13– Evaluation de l'épaisseur de matériau nécessaire à la genèse des sols observés sur les principaux niveaux de terrasses rhodaniennes.	p. 75
Table 14– Composition approximative des matériaux fluvio-glaciaires du Rhône et du Buëch.	p. 75
Table 15– Importance en masse des fractions granulométriques dans le sol des Eygaux et les alluvions saines	p. 77
Table 16– Composition pétrographique des alluvions saines de la terrasse de l'Eygau de Veyras.	p. 77
Table 17– Composition pétrographique du sol fersiallitique de la terrasse de l'Eygau de Veyras.	p. 77
Table 18– Proportions de carbonates dans les différentes fractions granulométriques du sol et des alluvions saines de la terrasse des Eygaux.	p. 78
Table 19– Teneurs en éléments majeurs et en éléments-traces immobiles des alluvions et du sol de la terrasse de L'Eygau de Veyras, site de datation Buëch 1, et facteurs d'enrichissement	p. 78
Table 20– Analyse ICP-MS des éléments traces présents dans un gypse authigène du Trièves, site d'Harmalières, commune de Sinard, et dans les alluvions et le sol de l'Eygau, terrasse T3 du Buëch.	p. 79
Table 21– Correction de l'effet de dissolution des carbonates par élimination de la perte au feu et de la perte en CaO. Terrasse de l'Eygau de Veyras, site de datation Buëch 1.	p. 80
Table 22– Poids total et teneur en carbonate des échantillons de sol et d'alluvion de la terrasse de St Jean d'Hérans.	p. 80
Table 23– Corrélations entre les stades d'avancées glaciaires et les stades climatiques, et âge des stades cli-matiques avant les années 1990.	p. 89
Table 24– Age et élévation au dessus du cours du Drac des terrasses datées par les cosmonucléides, et taux d'incision moyenne au droit de ces terrasses	p. 93
Table 25– Vitesse d'incision moyenne du Drac entre l'abandon de Drac 1 et l'abandon de Drac 7	p. 94
Table 26– Vitesse d'incision moyenne du Drac entre l'abandon de Drac 8 et l'abandon de Drac 6	p. 97
Table 27– Estimations des vitesses de propagations du knickpoint du Champsaur selon la zone d'initiation supposée.	p. 97
Table 28– Vitesses de recul de knickpoints d'origines diverses.	p. 105
Table 29– Vitesses d'incision maximales et minimales déduites des âges d'exposition. Niveaux T2 et T3 du Buëch.	p. 108
Table 30– Taux d'incisions hypothétiques de la Drôme en aval de Luc-en-Diois d'après l'altitude des Hautes Terrasses climatiques et de leur corrélation aux niveaux de terrasses du Buëch.	p. 108
Table 31– Correspondances stratigraphiques entre les abréviations des cartes géologiques et les dénominations locales et internationales des étages géologiques présents dans les ADM.	p. 122
Table 32– Facteurs d'élargissement de la bande de divagation en fonction de l'aire drainée dans quelques formations subalpine dans la région des faciès vocontiens	p. 134

TABLE DES MATIERES

Résumé.....	p. 3
Abstract.....	p. 4
Chap. 1 INTRODUCTION.....	p. 5
1. Quantification de la surrection d'une chaîne par l'analyse de son relief	p. 5
2. Problème de l'inertie du couplage surrection-érosion	p. 5
3. Le problème de la surrection alpine	p. 6
4. Mesure de la variabilité spatio-temporelle de l'incision et du couplage tectonique	p. 7
5. Plan de l'étude	p. 7
Chap.2 ANALYSE MORPHOLOGIQUE DE L'INCISION FLUVIATILE :CONCEPTS ET METHODES	p. 8
1 Incision fluviale et équilibre dynamique	p. 8
1.1. Pouvoir de résolution temporel de l'analyse morphologique	p. 8
1.2. Importance des rivières dans le contrôle de l'érosion.....	p. 8
2. Conversion de la mesure de l'incision en analyse morphologique	p. 9
3 Outils de l'analyse morphologique	p. 10
3.1. Facteurs convertibles et méthodes de conversion	p. 10
3.2. Facteurs non déductibles de l'analyse morphologique	p. 11
4. Datation par les cosmonucléides produits <i>in situ</i>	p. 11
4.1. Mécanismes de production des isotopes cosmogéniques	p. 11
4.2. Facteurs contrôlant la production des cosmonucléides	p. 12
4.2.1. Hétérogénéité spatiale du taux de production	p. 12
4.2.2. Evolution temporelle du taux de production	p. 13
4.2.3. Désintégration des cosmonucléides	p. 13
4.2.4. Facteurs d'écran généraux.....	p. 14
5. Mise en place des terrasses alluviales	p. 15
5.1. Empreintes morphologiques résiduelles des paléoprofils	p. 15
5.2. Les terrasses alluviales	p. 15
5.3. Durée d'un abandon de terrasse	p. 15
5.3.1. Diachronisme vertical des dépôts	p. 15
5.3.2. Diachronisme latéral	p. 17
6. Conclusion	p. 17
Chap. 3 RECHERCHE D'UN TERRAIN D'INVESTIGATION ADAPTÉ DANS LES ALPES	p. 18
1. Adaptation de l'approche géomorphologique de l'incision au contexte alpin	p. 18
1.1. Caractères généraux du massif alpin français	p. 18
1.1.1. Réseau hydrographique	p. 18
1.1.2. Néotectonique	p. 19
1.1.3. Glaciations	p. 19
1.1.4. Dynamique alluviale	p. 22
1.2. Critères déterminant le choix des sites de mesure de l'incision	p. 24
1.2.1. Nature du lit	p. 24
1.2.2. Hydrodynamisme.....	p. 24
1.2.3. Acquisition de l'aire drainée	p. 24
1.2.4. Qualités géomorphologiques et sédimentologiques des indicateurs de paléocours	p. 25
1.3. Instruments d'analyse	p. 25
1.3.1. Repérage des terrasses.....	p. 25
1.3.2. Profils de rivières	p. 25
1.3.3. Reconstitution de paléoprofils et comparaison aux profils actuels	p. 25
1.4. Qualité des marqueurs de l'incision préservés dans les Alpes	p. 26
1.4.1. Types de marqueurs présents dans les Alpes	p. 26
1.4.2. Qualité des terrasses	p. 27
1.5. Emergence d'une zone d'étude favorable : les Alpes du Dauphiné Méridionales	p. 28
1.5.1. Variabilité de l'érosion à haute fréquence dans la zone intraglaciaire	p. 28
1.5.2. Contrôles tectoniques et climatiques de l'érosion dans le domaine périglaciaire	p. 30
1.5.3. Unité et diversité de la région d'étude	p. 31

2. Caractéristiques physiques générales des Alpes du Dauphiné Occidentales	p. 31
2.1. Physiographie	p. 31
2.2. Géologie	p. 31
2.2.1. Socle Hercynien et Lias	p. 33
2.2.2. Couverture subalpine supraliasique	p. 33
2.3. Structure et réseau hydrographique	p. 38
2.3.1. Implantation du Drac	p. 38
2.3.2. Implantation de la Drôme et du Buëch	p. 38
2.4. Néotectonique	p. 38
2.4.1. Etat des connaissances	p. 38
2.4.2. Observations personnelles.....	p. 41
2.5. Héritages glaciaires	p. 41
2.5.1. Bassin de la Drôme	p. 43
2.5.2. Bassin des Buëchs	p. 43
2.5.3. Bassin du Drac	p. 43
3. L'évolution pléistocène du Drac, de la Drôme et du Buëch et la formation de leurs terrasses	p. 45
3.1. Le Drac : nature des dépôts et des terrasses	p. 45
3.1.1 Evolution quaternaire	p. 45
3.1.2. Les terrasses récentes du Drac	p. 50
3.2. Le Buëch	p. 50
3.2.1. Segment périglaciaire	p. 50
3.2.2. Segments intraglaciaires	p. 52
3.3. La Drôme	p. 53
3.3.1. Présentation	p. 53
3.3.2. Problèmes de corrélation	p. 54
4. Conclusion	p. 54

Chap 4. DATATIONS PAR LES COMONUCLEIDES DES TERRASSES DU DRAC, DE LA DROME ET DU BUËCH

1. Prélèvement et traitement des échantillons	p. 57
1.1. Echantillonnage	p. 57
1.1.1. Matériel et coupes disponibles	p. 57
1.1.2. Prélèvements du Drac	p. 57
1.1.3. Prélèvements du Buëch.....	p. 61
1.1.4. Prélèvements de la Drôme	p. 63
1.2. Extraction du ^{10}Be	p. 64
1.3. Mesure du béryllium	p. 64
2. Corrections générales du taux de production	p. 68
2.1. Correction du relief	p. 68
2.2. Correction du couvert végétal	p. 68
2.3. Correction de la couverture neigeuse	p. 68
3. Traitement spécifique du problème de l'héritage	p. 68
3.1. Présentation de la méthode des profils de concentration	p. 70
3.2. Modélisation	p. 70
3.3. Signification des valeurs d'héritage	p. 73
4. Traitement du problème de l'altération	p. 74
4.1. Ages apparents des terrasses du Buëch	p. 74
4.2. Importance de la pédogénèse dans l'évolution des terrasses alpines périglaciaires	p. 75
4.3. Effets potentiels de la pédogénèse fersialitique des terrasses du Buëch sur les âges d'exposition	p. 76
4.4. Constitution du bilan d'altération	p. 77
4.4.1. Comptage des espèces pétrographiques	p. 77
4.4.2. Calcimétrie : calcul de la perte en carbonates	p. 78
4.4.3. Bilan d'altération isoéléments	p. 78
4.5. Modélisation de la dispersion	p. 80
4.5.1. Vitesse de progression de la décarbonatation d'après l'exemple du site Drac 1	p. 80
4.5.2. Modélisation numérique de la dispersion des âges d'exposition sur le site Buëch 1	p. 80
4.5.3. Modélisation numérique de la dispersion des âges d'exposition sur le site Buëch 2	p. 81

5. Evolution polyphasée des terrasses de la Drôme	p. 83
5.1. Corrélation pédologique des terrasses de la Drôme	p. 83
5.1.1. Problèmes géométriques de corrélation	p. 83
5.1.2. Corrélation pédologique	p. 83
5.1.3. Etude de la rubéfaction	p. 84
5.1.4. Etude du cortège argileux	p. 85
5.2. Datation par âge d'exposition de la Très Haute Terrasse	p. 87
6. Conclusion	

Chap. 5 ORIGINE ET VARIABILITE SPATIO-TEMPORELLE DE L'INCISION : APPORT DES DATATIONS COSMOGENIQUES ET DE L'ETUDE DES PROFILS EN LONG DE RIVIERES

1. Contribution des datations de terrasses au calage chronologique des extensions glaciaires	p. 88
1.1. Le Dernier Maximum des glaciers de l'Isère et des affluents du Drac	p. 88
1.1.1. Corrélations relatives généralement retenues	p. 88
1.1.2. Quarante ans de datations absolues	p. 89
1.1.3. Expériences de datations ¹⁴ C et U-Th réalisées dans le cadre de cette étude	p. 90
1.1.4. Apports des datations ¹⁰ Be	p. 91
1.2. Ages d'exposition des extensions "rissiennes" et "mindéliennes" du glacier de la Durance	p. 91
1.2.1. La terrasse T3 (les Eygaux) : une terrasse rissienne et non pas mindélienne	p. 91
1.2.2. La terrasse T2 : un témoin d'une grande extension würmienne ancienne	p. 91
1.2.3. La terrasse T1 : un niveau postglaciaire	p. 92
2. Evolution du profil en long du Drac depuis la glaciation	p. 93
2.1. Taux d'incision	p. 93
2.2. Les knickpoints régressifs des ombilics glaciaires	p. 94
2.3. Le knickpoint régressif actuel du Champsaur	p. 96
2.4. Vitesse de propagation de l'érosion régressive le long du Drac	p. 97
2.5. Contrôle de la vitesse d'incision par les knickpoints lithologiques	p. 98
2.6. Régularité des tronçons de vallées inter-knickpoints	p. 98
2.7. Aggradation postglaciaire dans la basse vallée du Drac	p. 98
2.8. Forçage climatique du profil en long pendant son réajustement	p. 103
2.9. Schéma d'évolution général	p. 103
3. L'incision à long terme du Buëch et la quantification de la surrection alpine	p. 104
3.1. Taux d'incision à long terme et vitesse de surrection	p. 104
3.1.1. Calcul du taux d'incision	p. 104
3.1.2. Conversion de la vitesse d'incision en taux de surrection	p. 106
3.2. Taux d'incision à court-terme et fluctuations climatiques	p. 106
4. Incision différentielle le long de la Drôme	p. 106
4.1. Vitesses d'incision déduites des marqueurs morphologiques	p. 107
4.2. Indices directs de déformations tectoniques	p. 107
4.3. Variabilité historique des taux d'érosion dans le bassin de la Drôme	p. 108
4.3.1. Taux de dégradation en amont du Grand Lac du Claps de Luc-en-Diois pendant le Petit Age Glaciaire	p. 108
4.3.2. Variabilité spatio-temporelle historique du taux d'érosion	p. 110
4.4. Signification tectonique du gradient de surrection	p. 113
5. Conclusion	p. 113

Chap. 6 SIGNATURE MORPHOLOGIQUE DE L'INCISION FLUVIATILE

1. Morphologie des profils en long et des bandes de divagation dans les ADM	p. 115
1.1. Construction des profils longitudinaux	p. 115
1.2. Profils longitudinaux en zone intraglaciaire	p. 116
1.3. Les profils longitudinaux concaves de la zone périglaciaire	p. 118
1.4. Les knickpoints lithologiques périglaciaires	p. 119
1.5. Fluctuations de la bande de divagation	p. 122
1.5.1. Définition et délimitation pratique de la bande de divagation	p. 122
1.5.2. Influence des changements lithologiques sur la largeur de la bande de divagation	p. 125
2. Un modèle conceptuel synthétique pour les morphologies fluviales dans les ADM	p. 126
2.1. Les profils en long sont des profils d'équilibre de rivières alluviales	p. 126
2.2. Conversion des changements de pente en changements de largeur de la bande de divagation	p. 127
2.3. Vitesse d'incision et fréquence d'attaque du substrat rocheux	p. 129
2.4. Rivières mixtes	p. 130

3. Capacité du modèle à expliquer le relief observé	p. 131
3.1. Comparaison des profils en long du Drac et des rivières périglaciaires	p. 131
3.2. Etalonnage de l'influence de la lithologie sur la bande de divagation.....	p. 132
3.2.1. Etalonnage de l'effet lithologique	p. 133
3.2.2. Facteurs intrinsèques de variabilité de l'effet lithologique	p. 134
3.3 Influence de la charge sur la bande de divagation et le profil en long	p. 138
3.3.1. Effet de la granulométrie de la charge de fond sur la pente des profils en long	p. 138
3.3.2. Les cônes d'érosion du bassin de Montélimar.....	p. 139
3.3.3. Effet de la quantité de sédiments délivrés à la rivière sur la largeur de la vallée	p. 139
3.4. Evolution de la largeur de la bande de divagation en fonction des changements climatiques.....	p. 140
3.5 Conclusion : aptitude dumodèle à expliquer le relief existant.....	p. 142
4. Implications et prédictions	p. 142
4.1. Détection des vallées glaciaires	p. 142
4.2. Stabilité du réseau hydrographique	p. 143
5. Conclusion	p. 146
CONCLUSION GENERALE	p. 148
REMERCIEMENTS.....	p. 152
REFERENCES.....	p. 153
LISTE DES FIGURES ET TABLES	p. 159
TABLE DES MATIÈRES	p. 162

GÉOLOGIE ALPINE

MÉMOIRE H.S.

T. 1	MARTIN (S). 1960. - Les pécoptéridées du Bassin houiller de la Mure (Isère). Leur signification stratigraphique. 126 p.	5 €
T. 2	SARROT-REYNAULD (J). 1961. - Etude géologique du Dôme de la Mure (Isère) et des régions annexes. T 1 : Le socle cristallin de la couverture paléozoïque. 215 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	5 €
T. 4	VIALON (P). 1966. - Etude géologique du Massif cristallin Dora-Maira, Alpes cottiennes internes (Italie). 282 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	5 €
T. 5	CHEYLAN (G). 1966. - Etudes géologiques des aménagements hydrauliques de la compagnie du Bas-Rhône-Languedoc. 343 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	5 €
T. 6	RADELLI (L). 1967. - Géologie des Andes Colombiennes. 457 p. Thèse d'Etat. Grenoble. I.	épuisé
T. 7	SCHNEIDER (B). 1967. - Contribution à l'étude des massifs de fondation de barrages. 242 p. Thèse de Docteur Ingénieur Grenoble I.	5 €
T. 8	COLLOQUE sur l'hydrogéologie karstique du Massif du Vercors. Grenoble le 16 Novembre 1968. Tome I (100 p.) et II (p 101 à 186).	t.I épuisé t. II 2 €
T. 9	ANTOINE (P). 1971. - La zone des brèches de Tarentaise entre Bourg-Saint-Maurice (Vallée de l'Isère) et la frontière Italo-Suisse. 367 p. Thèse d'Etat. Grenoble I.	5 €
T.10	GIRAULT (J). 1976. - Méthodes d'étude des cristaux transparents par immersion. 86 p.	5 €
T.11	ARNAUD-VANNEAU. 1980. - Micropaléontologie, paléocéologie et sédimentologie d'une plate-forme carbonatée de la marge passive de la Téthys : L'Urgonien du Vercors septentrional et de la Chartreuse (Alpes occidentales). Volumes 1 (267 p.), 2 (269 à 874) et 3 (19 p. + 113 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.12	ARNAUD (H). 1981. - De la plate-forme urgonienne au bassin vocontien. Le barrémo-bédoulien des Alpes occidentales entre Isère et Buëch. Vol 1 (311 p.), 2 (314 à 804) et 3 (19 p. + 115 pl.). Thèse d'Etat Grenoble I.	épuisé
T.13	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 11 et 12 Décembre 1986. Institut Dolomieu. Volume 1. 469 p.	23 €
T.14	COLLOQUE A.G.S.E. "Le détritisme dans le S.E de la France". Grenoble, 10 et 11 Décembre 1987. Institut Dolomieu. Volume 2. 305 p.	23 €
T.15	COLLOQUE A.G.S.E. "Risques naturels dans le S.E de la France". Avignon, 19-20.10.1989. 251 p.	16 €
T.16	6ième COLLOQUE HIMALAYA-KARAKORUM-TIBET. Auris-en-Oisans, 20-23 Mars 1991. 97 p.	10 €
T.17	COLLOQUE INTERNATIONAL sur les événements de la limite Cénomanién-Turonien. Grenoble, 129 p.	10 €
T.18	COLLOQUE A.G.S.E. "Enregistrement de l'Eustatisme sur les marges Ouest-Téthysiennes au Mésozoïque. 136 p.	épuisé
T.19	GUILLLOT (S). 1993. - Le granite de Manaslu (Népal central). Marqueur de la subduction et de l'extension intracontinentales himalayennes. 97 p. + annexes. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.20	Lower Cretaceous cephalopod biostratigraphy of the western Tethys : Recent developments, regional synthesis and outstanding problems 1994. 320 p.	69 €
T.21	DARMENDRAIL (X). 1994. - Déformation récente et actuelle des Alpes occidentales. 174 p. Thèse Chambéry	non publié
T.22	JOUANNE F. 1994. - Mesure de la déformation actuelle des Alpes occidentales et du Jura par comparaison des données géodésiques historiques. Thèse de l'Université de Savoie. 153 p.	23 €
T.23	CHALARON (E). 1994. - Modélisation numérique et signature géologique des interactions entre tectonique, érosion et sédimentation dans l'avant-pays Himalayen. 134 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.24	BLANC-ALÉTRU (M.-C.). 1995 - Importance des discontinuités dans l'enregistrement sédimentaire de l'Urgonien jurassien. Micropaléontologie, sédimentologie, minéralogie et stratigraphie séquentielle. 299 p., 14 pl., 156 fig. Thèse de l'Université de Neuchâtel (Suisse).	épuisé
T.25	BLANC (E.) 1996. - Transect plate-forme - bassin dans les séries carbonatées du Berriasien supérieur et du Valanginien inférieur (domaines jurassien et nord-vocontien). Chronostratigraphie et transferts des sédiments. 311p., 7 pl., 180 fig. Thèse d'Université. Grenoble I.	25 €
T.26	LEMENNICIER (Y.) 1996. - Le complexe métamorphique du Sud Karakorum dans le secteur du Chogo Lungma (Balistan - Nord Pakistan). Étude structurale, métamorphique, géochimique et radiochronologique. 171 p. Thèse d'Université. Grenoble I.	épuisé
T.27	CROUZET (C.) 1997. - Le thermopaleomagnétisme : méthodologie et applications. 197 p. Thèse de l'Université de Savoie.	23 €
T.28	LAZARRE (J.) 1997. - Modélisation 3D de l'interface socle varisque-couverture alpine dans le massif du Pelvoux (Hautes-Alpes, France). Tectonique des socles et des bassins à la limite secondaire-Tertiaire. 201 p. Thèse d'Université. Lyon I.	26 €
T.29	FUDRAL (S.) 1998. - Étude géologique de la suture téthysienne dans les Alpes franco-italiennes nord-occidentales, de la Doire Ripaire (Italie) à la région de Bourg Saint-Maurice (France). 306 p.	42 €
T.30	CHAPRON (E.) 1999 - Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'Avant-Pays alpin (Lac du Bourget, Léman) durant le quaternaire récent. 261 p. Thèse de l'Université de Lille.	37 €
T.31	Les Paléoalpins - Hommage à Pierre Bintz. 239 p.	39 €

T.32	DENIAUD (Y.) 2000 - Enregistrements sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes équatoriennes au cours du Néogène : étude des bassins d'avant-arc et bilans de masse. 157 p. Thèse d'Université Grenoble I,	25 €
T.33	BERNAUS (J.-M.) 2000 - L'Urgonien du bassin d'Organyà (NE de l'Espagne) : micropaléontologie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle 138 p. Thèse d'Université Grenoble I	23 €
T.34	MASCLE (G.) et TRICART (P.) 2001 - Le Canal de Sardaigne : les plongées CYANA 166 p.	39 €
T.35	EMPEREUR-MOT (L.) 2001 - La fragmentation naturelle des massifs rocheux. Modèles de blocs et bases de données tridimensionnelles : réalisation, exploration géométrique et applications. 187 p.	23 €
T.36	GONZÁLEZ-LARA (J. C.) 2001 - Le Paléocène du Chiapas (SE du Mexique) : biostratigraphie, sédimentologie et stratigraphie séquentielle. 140 p.	25 €
T.37	ZUBIETA (J. D.) 2002 Les sédiments syn-orogéniques du subandin et de l'avant-pays de Bolivie. 109p.	28 €
T.38	ROCHAT (P.) 2002 - Structures et cinématique de l'altiplano Nord-Bolivien au sein des Andes centrales. 193 p.	30 €
T.39	CARLOTTO CAILLAUX (V.) 2002 - Évolution andine et raccourcissement au niveau de Cusco (13-16°S) Pérou. 227 p.	35 €
T.40	GARCIA (M.) 2002 - Évolution Oligo-néogène de l'Altiplano occidental (Arc et avant-arc du Nord du Chili, Arica). Tectonique, volcanisme, sédimentation, géomorphologie et bilan érosion-sédimentation.. 120 p.	30 €
T.41	MOJON (P.-O.) 2002 - Les formations mésozoïques à Charophytes (Jurassique moyen-Crétacé inférieur) de la marge téthy-sienne nord-occidentale (SE de la France, Suisse occidentale, NE de l'Espagne. 396 p, 60 pl.....	40 €
T.42	VERMEULEN (J.) 2002 Étude stratigraphique et paléontologique de la famille des PULCHELLIIDAE (Ammonoidea, Ammonitina, Endemocerataceae, 333 p., 56 pl.....	40 €
T.43	BROCARD (G.) 2003 Origine, variabilité spatio-temporelle et signature morphologique de l'incision fluviale dans les Alpes dauphinoises (SE France).....	30 €

GÉOLOGIE ALPINE BULLETIN

du	T. 33	1956	au	T. 55	1979	5 €	l'exemplaire
du	T. 57	1981	au	T. 69	1993	8 €	l'exemplaire
<i>sont épuisés</i>	T. 56	1980	et	T. 61	1985		
	T. 70	1994	thèse d'Univ.	TALAVERA MENDOZA O.	incluse	16 €	l'exemplaire
	T. 71	1995	thèse d'Université	BENITEZ S.	incluse	16 €	l'exemplaire
	T. 72	1996				16 €	l'exemplaire
	T. 73	1997	au	T. 74	1998	20 €	l'exemplaire
	T. 75	1999	au	T. 77	2001	23 €	l'exemplaire

La liste des sommaires des bulletins est fournie sur demande adressée au Service Documentation de l'Institut Dolomieu
Voir aussi sur le Web <http://www.univ-savoie.fr/labos/lga/produ>

GÉOLOGIE ALPINE SÉRIE SPÉCIALE "COLLOQUES ET EXCURSIONS"

N°1	Géotelier Alpin. Résumés.	Grenoble, 12-13 Novembre 1992. 105 p.	8 €
N°2	Mesure de la déformation récente et actuelle. Résumés.	Chambéry 18-19 Mai 1993. 54 p.	<i>épuisé</i>
N°3	ODP Leg 143 post-cruise meeting. Field-trip.	Grenoble, 1-4 Juillet 1993. 106 p.	8 €
N°4	Les Bassins d'avant-chânes. Résumés. Séance de la Société Géologique de France.	Grenoble, 21-22 Novembre 1994. 111 p.	<i>épuisé</i>

AUTRES

Fichier ORBITOLINIDAE par A. ARNAUD-VANNEAU 1978. Ed. SNEA(P). Types figurés -143 espèces **39 €**

CONDITIONS DE VENTE

Les prix indiqués sont à majorer des frais d'expédition. Prix préférentiels pour commande en nombre, nous consulter.

Adressez vos demandes à : *Institut de Géologie - Association Dolomieu. Documentation*
15, rue Maurice Gignoux 38031 Grenoble cedex (France)

Tel : 04 76 63 59 76 Fax : 04 76 87 82 43

E-mail : ptalour@ujf-grenoble.fr